

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Skrifter 60

Lars Olsen: Lillehammer
Beskrivelse til kvartærgeologisk
kart 1817 III – M 1:50 000
(Med fargetrykt kart)

Universitetsforlaget 1985

Trondheim - Oslo - Bergen - Tromsø

Lillehammer

Beskrivelse til kvartærgeologisk kart

1817 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart)

LARS OLSEN

Olsen, L. 1985: Lillehammer. Description of the Quaternary geological map 1817 II – 1:50 000. *Nor. geol. unders. Skr.* 60, 1–47.

The superficial deposits occurring within the map-sheet are described and classified according to their genesis. Short accounts are also given on sand and gravel resources and groundwater resources. Ablation till and sandy basal till are the dominant deposits. The till cover is mostly continuous and thick. The biggest glaciofluvial and fluvial deposits are situated at the mouths of the main valleys. There are also concentrations of these sorted, sandy and gravelly deposits along the main meltwater drainage routes at Hunder in Gudbrandsdalen, and south of Sjusjøen. A fine-grained bluish grey basal till, named the Jørstad till, dominates at 2 m and more below surface throughout the area, but mainly in the valleys. The ice flow direction during the initial part of the last glaciation followed the main valleys (Phase A). Subsequently the ice movements were directed to the SE (Phase B). The Jørstad till correlates in time with ice movement phases A and B. In the next phase the ice movement were to the SSE–S and locally to the SSW (Phase C). This phase started before the Middle/Late Weichselian maximum, and ended during the Preboreal Chronozone. The last regional ice movement in the mapped area was mainly to the E–ESE (Phase D). The Nevelryggen and Sjusjøen lateral moraines belong to this phase. Erratic boulders from the East Jotunheimen Region were transported englacially and supraglacially to the area north-west of lake Næra. During the course of deglaciation the ice movements gradually turned towards lake Mjøsa both from the west and from the north. The last local ice movements followed the main valleys. There are indications of a water level at about 180 m a.s.l. near Lillehammer and at Vingrom 6 km south of Lillehammer. The water level in lake Mjøsa at Lillehammer sank below 130 m a.s.l. prior to 8,200 years B.P.

L. Olsen, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, N-7001 Trondheim, Norway

INNHOOLD

Forord	2
I. Generell del	3
Innledning	3
Det kvartærgeologiske kartet, tegnforklaring og supplerende opplysninger	6
Løsmasser	6
Bart fjell	7
Små eller vanskelig avgrensbare avsetninger i områder dominert av andre løsmasser eller bart fjell	7
Kornstørrelser	7
Mektighet og lagfølge	7
Isbevegelsesretninger	7
Andre symboler	8
Supplerende undersøkelser av løsmassene	8
Kartetets nøyaktighetsgrad	9
Stedsangivelse	9
II. Spesiell del	9
Det kvartærgeologiske kartet Lillehammer (1817 II)	9
Landskap og berggrunn	9
Beskrivelse av områdets viktigste løsavsetninger (og bart fjell områder)	9
Morenemateriale	9
Dalbunn og nedre dalsider	11
Øvre dalsider og viddenivå	11
Morenematerialets overflateformer	14
Morenematerialets mektighet	17
Breeelvavsetninger (Glasifluviale avsetninger)	18
Dalbunn og nedre dalsider	18
Øvre dalsider og viddenivå	24
Bresjøavsetninger (Glasilakustrine avsetninger)	26
Elve- og bekkeavsetninger (Fluviale avsetninger)	27
Ur (Talus)	28
Forvitningsmateriale	28
Torv- og myrdannelser (organisk materiale)	28

Fyllmasser	28
Bart fjell	30
Hovedtrekk ved områdets dominerende jordarter	30
Kvartærgeologisk utvikling	31
Isbevegelser	31
Isavsmeltingen	32
Mjøsnivåer i nord	34
Landhevingen i området	34
Sand- og grusressurser	35
Av Peer-Richard Neeb	
Grunnvann	41
Av Amund Gaut	
Summary	41
Etterord	43
Referanser	43
Stikkordliste (med sideangivelser)	44
Appendix I	44
Utførelse	44
Feltarbeide	45
Kornfordelingsanalyser	45
Geokjemiske analyser	45
Karbonatanalyser (CaCO ₃)	45
Bergartstillinger	45
Rundingsanalyser	45
Steinorienteringer	45
Andre metoder	46
Seismiske målinger	46
Boringer	46
Appendix II	46
Løsmassenes anvendelse. Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart	46
Landbruk	46
Byggegrunn	46
Byggeråstoff	47
Grunnvann i løsmasser	47
Avfallsdeponering	47
Malmleting	47
Vern - fredning	47
Annen bruk	47

Forord

Kvartærgeologisk kartlegging i Lillehammerområdet (Fig. 1) ble utført av NGU i siste halvdel av 1970-årene, og fram til og med 1980. Kartleggingen ble utført i skala 1:50 000 og 1:20 000. Kartene i målestokk 1:20 000 er utført etter ønske og med finansielt bidrag fra Lillehammer kommune, og dekker store deler av kommunen.

Denne beskrivelsen til det kvartærgeologiske kartblad Lillehammer (Pl. 1: Olsen & Follestad 1982) er bygget på et forslag til kartbladbeskrivelse utarbeidet ved NGU (Bargel et al. 1981), samt Follestad (1982) og Bargel (1983). Beskrivelsen er delt i en *generell* del, en *spesiell* del og en *appendix* del. I den *generelle* delen gis en kort innføring i kvartærgeologi samt en oversikt over løsmassenes dannelse og kvartærkartets tegnforklaring. I den *spesielle* delen behandles de kvar-

tærgeologiske forhold innen kartet mer inngående. Beskrivelsen følger i grove trekk kartets tegnforklaring. Under hver avsetningstype er det gitt en generell oversikt over områdets løsmasser med hovedvekt på sammensetning, fordeling og mektighet. Enkelte *lokalitetsbeskrivelser* er tatt med for å gi informasjon som ikke direkte framgår av kartet, dvs. omtale av forholdene i skjæringer, massetak m.v. I kapittelet "Kvartærgeologisk utvikling" gis en oversikt over områdets kvartærhistorie med hovedemner: Isbevegelser, isavsmelting og smeltevannets drenering. I nest siste kapittel omtales hovedtrekk fra *Sand- og grusressurskartet Lillehammer* (Pl. 2), som er laget i forbindelse med NGU's *grusregister*. En kort beskrivelse av grunnvannsforholdene er tatt med som siste kapittel før summary. Stikkordregiste-

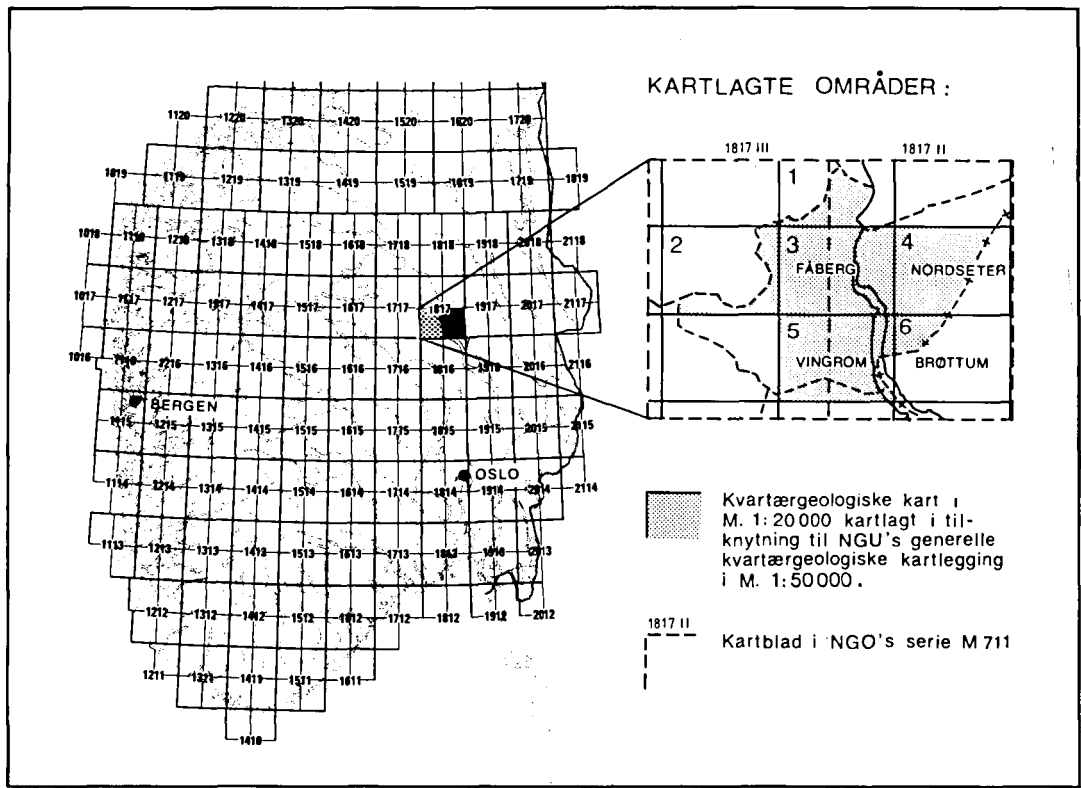


Fig. 1: Oversikt over kvartærgeologisk kartlagte områder i målestokk 1:20 000 innen kartbladene Follebu (1817 III) og Lillehammer (1817 II) i NGOs serie M 711 (M 1:50 000).

- 1 - 'Follebu Ø', manuskart, upublisert.
- 2 - 'Auggedal', manuskart, upublisert.
- 3 - Olsen (1980b).
- 4 - Olsen et al. (1979).
- 5 - Follestad et al. (1979).
- 6 - Follestad (1978).

Key map showing the Quaternary mapped areas at 1:20,000 scale within the 1:50,000 map sheets Follebu (1817 III) and Lillehammer (1817 II).

ret (side 44) er ment som et hjelpemiddel for den ufaglærte leser. Sideangivelsene forteller hvor begrepene er definert eller omtalt. I Appendix I behandles utførelsen av kartleggingen, samt metoder som er benyttet til kartet og beskrivelsen. Eksempler på anvendelse av løsmassene og kvartærgeologiske kart er gitt i Appendix II.

I denne kartbladbeskrivelsen presenteres ingen tabeller over analyseresultater m.v. Disse opplysningene er samlet i *NGU-rapport nr. 1882/29* (Olsen 1983d), som kan skaffes ved henvendelse til *NGUs bibliotek*.

En liste over korreksjoner til kvartærkartet (Pl. 1) er angitt bakerst i beskrivelsen (på kartlommen).

I. Generell del

Innledning

Kvartærgeologi

Kvartærtiden er læren om den yngste geologiske perioden – *kvartærtiden*. Løsmassene som dekker berggrunnen i Norge er hovedsakelig avsatt i siste del av denne perioden. Bare en liten del av landets 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 betrak-

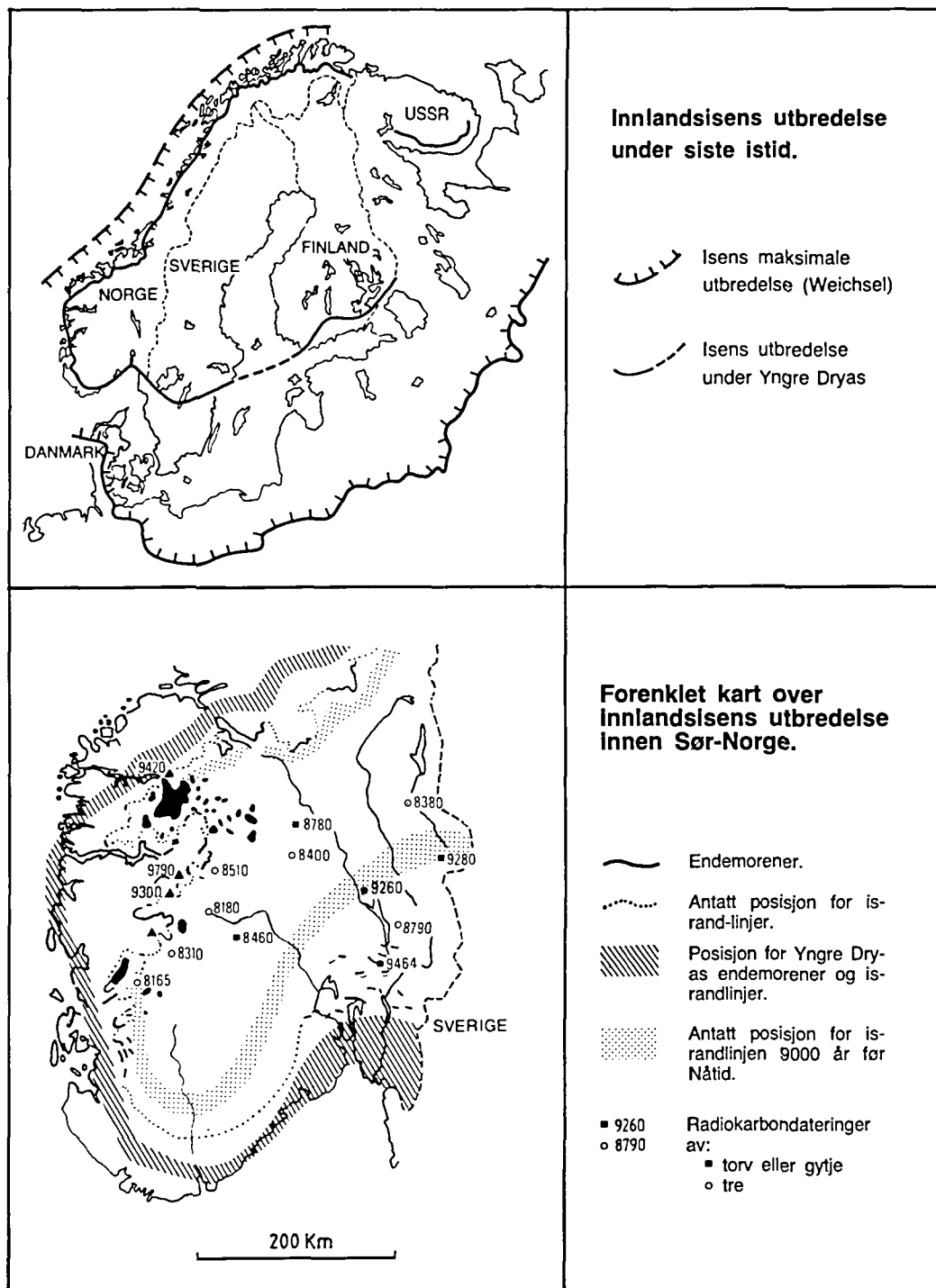


Fig. 2: Innlandsisens utbredelse under siste istid i Nord-Europa (over) og i Sør-Norge (under). Kartet med data over Sør-Norge er etter Andersen (1980).

The extension of the Weichselian ice sheet in Northern Europe (above) and in Southern Norway (below), respectively. The lower map, showing end moraines, reconstructed ice margins and radiocarbon dates from the deglaciation phases after 10,000 years B.P. is after Andersen (1980).

tes som en begrenset og ikke fornybar ressurs. Vår bruk av dem må sees i lys av dette.

Kvartærgeologiske kart med beskrivelser viser løsmassenes utbredelse og dannelsesmåte, delvis deres sammensetning, egenskaper og overflateformer. Dessuten gir kartene informasjon av betydning for tolking av den kvartærgeologiske utviklingshistorien. De er nødvendige hjelpemidler for å oppnå en fornuftig arealdisponering og en best mulig forvaltning av løsmassene.

Kvartærtiden

Kvartærtiden omfatter den yngste perioden (2–3 mill. år) av Jordens historie. Denne perioden karakteriseres av store klimasvingninger med istider og varmere mellomistider. Under istidene var landet mer eller mindre dekket av innlandsbreer som gravde ut og transporterte store mengder løsmateriale.

Siste istid (Weichsel) begynte for ca. 100 000 år siden. Svingninger i klimaet under denne istid førte til at isens utbredelse og mektighet varierte ganske meget. I det sentrale Sør-Norge er det gjort en rekke funn av mammut (den langhårete elefant) samt reinsdyr og moskus som levde der mellom ca. 25 000 og 50 000 år før nåtid (Heintz 1974, Heintz, N. et al. 1979). Det er også funnet organiske jordarter (torv, gytje) under morene flere steder i Sør-Norge, noe som tyder på at store deler av innlandet har vært isfritt én eller flere ganger i siste istid (Helle et al. 1981, Thoresen & Bergersen 1983). Den største utbredelse nådde isen for 18–20 000 år siden da den dekket hele Skandinavia (Fig. 2), og tykkelsen i de sentrale deler var opp til 3 000 m.

Under avsmeltingen trakk iskanten seg tilbake slik at kyststrøkene ble isfrie først. Samtidig ble isdekket etter hvert tynnere, slik at det delte seg opp i dal- og fjordbreer, som smeltet hurtig tilbake på grunn av mildt klima og kalving i fjordene. Kortvarige klimaforverringer førte til at tilbaketrekningen av iskanten stoppet opp eller den rykket litt fram igjen. Løsmateriale som isen fraktet med seg, kunne da bli avsatt foran isen som (ofte ryggformete) brerandavsetninger, *brerandtrinn*. Det mest markerte brerandtrinnet ble dannet i Yngre Dryas-tiden for 10 000–11 000 år siden. I Norge kan det følges mer eller mindre sammenhengende fra svenskegrensen i Østfold (Raet) og rundt kysten til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 2). Det finnes også markerte brerandtrinn dannet i den Preboreale tid 9 000–10 000 år før nåtid. Den endelige avsmeltingen av de indre, sentrale deler av isdekket

skjedde hurtig, og for ca. 8 500 år siden var størstedelen av innlandsisen forsvunnet. Senere har det vært generelt mildt klima, og de norske høyfjellene var med få unntak trolig isfrie i en lengre periode før dagens breer ble dannet.

Tyngden av de enorme ismassene førte til at jordskorpa ble presset ned. Da isen smeltet vekk, hevet landet seg igjen i forhold til havnivået, mest i indre strøk, noe mindre ute ved kysten. På grunn av treghet i jordskorpa har det tatt lang tid å gjenopprette likevekten. Selv i dag skjer det en meget langsom stigning av landmassen. Landhevningen har ført til at mange områder som under og etter isavsmeltingen var hav- og fjordbunn, nå er blitt tørt land. Det øverste nivå hvor havet har stått etter at isen smeltet vekk, kalles *den marine grense* (MG). Ved Oslo er MG 220 m, ved Trondheim 175 m, mens MG på den nordlige del av Jæren bare er 10 m over nåværende havnivå.

Løsmassenes dannelse

Nåtidens løsmasser i Norge er hovedsakelig dannet under siste nedising (glasigene avsetninger) og i den etterfølgende isfrie perioden (postglasiale avsetninger). *De glasigene avsetningene* er dominert av morenemateriale. Dette er materiale som er plukket opp, transportert og avsatt direkte av en isbre. Transportlengden for morenematerialet avhenger bl.a. av styrken på bergartsfragmentene og hvilken plassering materialet har hatt i isen under transporten (f.eks. Olsen 1980a). Ut fra dannelsesmåten kan en inndele morenematerialet i to grupper: bunnmorene og ablasjonsmorene.

Bunnmorene inneholder materiale som er transportert og avsatt ved breens såle. På grunn av istrykket har det foregått en kraftig oppknulling av materialet, slik at alle kornstørrelser fra blokk til leir kan være representert. Materialet har ofte en fast pakning og liten eller ingen lagdeling. *Ablasjonsmorene* inneholder materiale som er transportert inni isen hvor partiklene har vært utsatt for mindre nedknulling, eller på breoverflaten. Det har ofte vært en del smeltevann til stede slik at det fineste materialet vanligvis mangler. Da isen smeltet bort, ble ablasjonsmorene avsatt over bunnmorenen, over breelavsetninger dannet under isen, eller direkte på fjell. Materialet er vanligvis løst pakket, og overflaten er ofte blokkrik og kupert.

Isavsmeltingen frigjorde store vannmengder som søkte seg vei til havet. Disse smeltevannsstrømmene gravde (eroderte) kraftig i morene-

materialet, og store mengder av dette ble transportert og senere avsatt som *breelvavsetninger*. 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 smeltevannsløpene (*esker, kame, lateralterrasse*), mens en stor del ble ført med smeltevannsstrømmene helt ut til brefronten og avsatt der. I forbindelse med brerandtrinnene, da iskanten lå mer eller mindre i ro, ble det dannet særlig store avsetninger. Breelvmaterialet kjennetegnes ved at det vanligvis er lagdelt, og de enkelte lagene kan være *sortert* (vekslende grove og finere lag). Sand, grus og stein dominerer. 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 ikke er elver, f.eks. i dalsider, på høgfjellet m.m. Langs kanten av breene ble det enkelte steder demmet opp bresjøer hvor til dels store mengder finkornet materiale ble avsatt. Disse *bresjøavsetningene* har ofte tydelig horisontal lagdeling.

De postglasielle avsetningene er dannet etter at isen smeltet vekk ved at tidligere avsatte løsmasser ble utsatt for erosjon og omlagring. Landhevingen førte til at elvene fikk senket sin erosjonsbasis og begynte å grave, spesielt i breelvavsetningene. Materiale ble transportert og senere avsatt som *elve- og bekkeavsetninger*. Disse avsetningene finnes vesentlig som elvesletter, terrasser, vifer og delta. I den korte perioden etter at innlandsisen forsvant, men før vegetasjonen etablerte seg, ble enkelte områder utsatt for vinderosjon. Særlig i forbindelse med store breelvavsetninger finnes *vindavsetninger* fra denne perioden. 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 nedbryting av berggrunnen. I høyereliggende områder er frostforvittringen særlig aktiv. Forvittringsmaterialet kjennetegnes ved at fragmentene er skarpkantete, og det er vanligvis en gradvis overgang fra løsmasse til det faste fjell. Kun bergarter fra den underliggende berggrunnen finnes i forvittringsmaterialet, og kornstørrelsen varierer. I bratte dal- og fjellsider har skråningsprosesser som jordflyting (solifluksjon), ras, steinsprang og skred vært særlig aktive. *Ur* består vesentlig av skarpkantete stein og blokk som er løsnet i fjellet ovenfor. *Skredmateriale* i slike bratte sider inneholder vanligvis en blanding av

nedrast forvittringsmateriale og morenemateriale med innslag av ur og organisk materiale. *Torv- og myrdannelser* oppstår når produksjonen av organisk stoff er større enn nedbrytingen. Dette skjer på steder med vanntilslig og der undergrunnen er mettet opp til overflaten. Forskjellige typer av myrer dannes avhengig av vann- og terrengforhold. Omvandlingsgraden for torven i myrene kan variere meget.

Det kvartærgeologiske kartet, tegnforklaring og supplerende opplysninger

Løsmasser

Løsmassene er inndelt etter dannelsesmåte og -miljø. Det er derfor de ulike geologiske prosessene som avspeiles gjennom fargebruken på kartet. Eksempelvis gis alle løsmasser som er transportert og avsatt av rennende vann, gule og orange farger, mens løsmasser som er transportert og avsatt av is, gis grønne farger. Enkelte avsetningstyper, f.eks. morenemateriale, er i tillegg gitt en underinndeling etter mektighet ved hjelp av mørk og lys fargetone.

- *Morenemateriale* er løsmasser som er transportert og avsatt av en isbre.
- *Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet* brukes for moreneområder der det er få eller ingen fjellblotninger. Berggrunnens småformer trer ikke tydelig fram fordi morenemektigheten vanligvis er større enn ca. 1 m. Lokalt kan mektigheten være langt større, f.eks. i dalgangene. Ablasjonsmorene med stor mektighet opptrer særlig i områder hvor det er påført symboler for hauget og blokkrik overflate.
- *Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen* brukes for arealer hvor mektigheten er liten, vanligvis under 1 m. Berggrunnens småformer trer tydelig fram, og som regel finnes mange små fjellblotninger. Lokalt kan mektigheten av morenematerialet være mer enn 1 m.
- *Randmorene/randzone* er brukt som betegnelse for hauger og rygger av morenemateriale avsatt langs brekanten.

- *Breelavsetninger* er løsmasser som er transportert og avsatt av smeltevann fra isbreer. De kjennetegnes ved at materialet er lagdelt og sortert etter kornstørrelse. Sand og grus er oftest dominerende. Stein- og grusfraksjonen inneholder som regel en del rundete fragmenter.
- *Ryggformet breelavsetning (esker)* er dannet av breelver i sprekker eller tunneler i stagnerende breer. Ryggene kan ha en hud av ablasjonsmorene.
- *Haugformet breelavsetning (kame)* brukes for isolerte hauger dannet i sprekker eller hulrom i stagnerende breer.
- *Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger)*. Elve- og bekkeavsetninger er dannet etter istiden ved at rennende vann har gravd, transportert og avsatt materiale.
- *Ur (talus)* er brukt som fellesbetegnelse for avsetninger akkumulert ved steinsprang. Materialet varierer svært i kornstørrelse.
- *Forvittringsmateriale* er dannet på stedet ved mekanisk eller kjemisk nedbryting av det faste fjell. Kornstørrelsen og mektigheten veksler sterkt, avhengig av bergartens egenskaper.
- *Torv- og myrdannelser (organisk materiale)* er brukt som fellesbetegnelse for forekomster av torv, dy og gytje med mektighet større enn 0,3 m.
- *Fyllmasser* er løsmasser tilført eller sterkt påvirket av mennesker. Betegnelsen er brukt for steintipper, søppelfyllinger og andre større fyllinger.

Bart fjell.

Bart fjell er skilt ut med egen farge når feltene er av tilstrekkelig størrelse. Symbolet for liten fjellblotning brukes for mindre blotninger innen områder med ellers sammenhengende løsmassedekke. Som bart fjell regnes områder der anslagsvis mer enn 50 % av arealet mangler eller har svært sparsomt løsmassedekke. Arealer der tynt humus- eller torvdekke ligger direkte på fjellgrunnen, regnes også som bart fjell områder.

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

Disse avsetningene angis med bokstavssymboler. 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.

Kornstørrelser

Kornstørrelse for sorterte avsetninger (vann- og vindtransportert materiale) er angitt etter visuell bedømmelse i felt. Det foretas en skjønsmessig helhetsvurdering, og det er den eller de dominerende kornstørrelser nær markoverflaten som er vist. Symbolene representerer derfor ikke punktobservasjoner. Inndelingen av kornstørrelsene i fraksjoner er oppgitt i kartets tegnforklaring. Kornfordelingsanalyser (side 45) på innsamlete jordartsprøver er foretatt bl.a. som støtte for feltobservasjonene. For usorterte avsetninger (f.eks. morenemateriale) er kornstørrelser ikke vist på kartet, men blokkrik overflate er angitt.

Mektighet og lagfølge

Opptretter det flere avsetningstyper over hverandre i et område, er den øverstliggende presentert på kartet med farge såfremt mektigheten er mer enn ca. 0,5 m, og den arealmessige utbredelsen er tilstrekkelig. Mektighet og lagfølge er noen steder angitt med tall og bokstavssymboler for henholdsvis dyp og kornstørrelse eller avsetningstype der hvor data foreligger. Dataene er oftest basert på opplysninger fra byggegrøper, vegskjæringer, grustak, elveskjæringer etc. Noen steder er det foretatt seismiske undersøkelser for vurdering av løsmassenes mektighet, sammensetning og lagfølge (f.eks. Fig. 18B).

Isbevegelsesretninger

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

kan det enkelte ganger være mulig å bestemme aldersforholdet mellom forskjellige isbevegelsesretninger. Isen kan også utforme selve fjelloverflaten og danne langstrakte, ryggformete svaberg (rundsva). Rundsva har en slak støtside og en brattere leside. Drumlin er en langstrakt, strømformet morenerygg dannet under isen mens den var i bevegelse. Drumlinen kan være bygd opp omkring en kjerne av fjell. Lengdeaksen viser isbevegelsesretningen på den tid dannelsen fant sted.

En rekonstruksjon av isbevegelsene under siste nedising i Lillehammerområdet er vist i Fig. 29. Se også side 34.

Andre symboler

De mest karakteristiske dannelser fra isavsmeltingstiden er angitt med røde symboler.

- *Breelvnescjæring, smeltevannsløp og smeltevannsløp i fjell (gjel)* er alle erosjonsspor etter breelver dannet i forbindelse med isavsmeltingen. Breelvnescjæring nyttes for større erosjonskanter i løsmasser. Eksempler på gjel finnes f.eks. langs Mesnaelva (800 775 og 802 772).
- *Hauger og rygger* brukes for områder karakterisert av mindre hauger og rygger uten entydig orientering. Disse formene er vanlige i områder der det har foregått dødisavsmelting. Rygger av denne typen er korte og har uregelmessig form.
- *Rygg i løsmasser* brukes for lange, smale og retningsorienterte rygger, oftest i moreneområder. Symbolet benyttes når det er vanskelig å bestemme dannelsesmåten.
- *Utvasket overflate i morenemateriale* brukes for områder der overflaten består av grovere materiale enn underliggende masser. Dette skyldes først og fremst utvasking forårsaket av smeltevann.
- *Steinstriper og polygonmark* er frostfenomener i mineraljord. Steinstriper dannes i hellende terreng. Polygonmark dannes i flatt eller svakt hellende terreng og består av mer eller mindre regelmessig fem- eller sekskantete polygoner i et sammenhengende mønster. Den mest alminnelige typen har steinmateriale anrikt langs kantene, mens midtpartiet består av finkornig materiale som ligger noe høyere enn kantene. Det finnes også omvendte polygoner hvor midtpartiet er lavest og anrikt på stein. Diameteren på polygonene er fra 1–10 m.
- *Dodisgrop (grytehell)* er en fordypning i løsmasser dannet ved smelting av begravde isrester ("død is") i siste fase av isavsmeltingen.
- *Iskontaktskråning* er en skråning i løsmateriale dannet mot en iskant i siste fase av avsmeltingen (f.eks. 758 788).
- *Raviner* er erosjonsformer dannet ved langsom utvasking av grunnvann eller overflatevann. De har ofte form av lange, smale dalsøkk med V-formet tverrprofil. Ravinedannelse er vanligst i finkornige løsmasser, men forekommer også i grovkornige avsetninger.
- *Elve- eller breelvnescjæring* er en bratt skråning i løsmasser dannet ved elve- eller breelverosjon.
- *Terrassekant* markerer en skråning langs kanten av en terrasseflate. Når skråningen skyldes breelv- eller elveerosjon, er symbolet erstattet av nedskjæringssymbol.
- *Skredkant* markerer bakkanten på en skredgrop (f.eks. 884 848).
- *Vifte* som formsymbol brukes på breelv- og elvevifter (symbolet er benyttet på Fig. 26).
- *Kilde* brukes for å angi grunnvannsutslag (symbolet er med i tegnforklaringen, men er ikke kommet med på kartet).
- *Grustak (massetak)* angis på to forskjellige måter. Det er skilt mellom større grustak med noenlunde regelmessig drift og nedlagte eller små grustak i sporadisk drift (f.eks. 762 796).

Supplerende undersøkelser av løsmassene

Utover selve overflatekartleggingen er det foretatt seismiske målinger og noen få boringer. Dessuten er det foretatt kornfordelingsanalyser, geokjemiske analyser, bergartsbestemmelser, karbonanalyser og rundingsanalyser m.v. Metodene er nærmere omtalt i Appendix I.

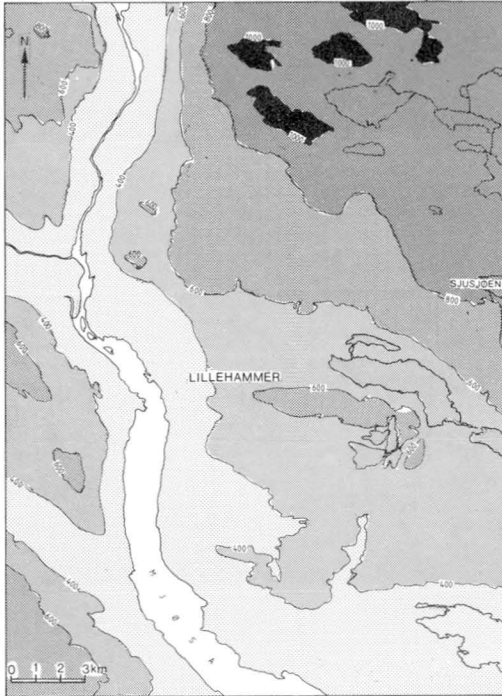


Fig. 3: Høydeforholdene i Lillehammer-området (mørkere gråtone betyr større høyde).

Topography in the Lillehammer area shown in outline (darker = higher).

Kartets nøyaktighetsgrad

Et kart i målestokk 1:50 000 er et oversiktskart der et områdes dominerende løsmassetyper er vist. Under tegningen har det derfor vært nødvendig å foreta en generalisering. Viktige detaljer kan være overdrevet på kartet. Dette gjelder vanligvis størrelsen på små avsetninger, dreneringsspor og små fjellblotninger. Grenselinjene på kartet kan være entydige. Ofte vil en imidlertid i felt se at det er en gradvis overgang fra én avsetningstype til en annen, og denne overgangen gjengis som en tynn strek på kartet.

Stedsangivelse

Ved steds- eller lokalitetsangivelse er det i beskrivelsen benyttet 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).

II. Spesiell del. Det kvartærgeologiske kartet Lillehammer 1817 II

Landskap og berggrunn

Landskapet

Kartblad Lillehammer dekker nordenden av Mjøsa og den sørligste delen av Gudbrandsdalen (Fig. 3). De laveste deler av det kartlagte området ligger 123 m o.h. (= Mjøsas nivå), mens de høyeste toppene i NØ strekker seg opp til nærmere 1100 m o.h. Fjellgrunnen under Jørstadmoen ved utløpet av Ø. Gausdal ligger på det dypeste under 40 m o.h. (se side 22). Landskapet er preget av avrundete høydepartier, moderat til høyt relieff og hoveddaler med forholdsvis slake dalsider. Den brede nordvest-sørøst-gående Mjøsdalen er det mest dominerende morfologiske trekk. Mjøsdalen var opprinnelig en sørlig del av Gudbrandsdalen (Ahlmann 1919), men kraftig iserosjon forlenget den etterhvert inn i Ø. Gausdal (Bergersen 1964).

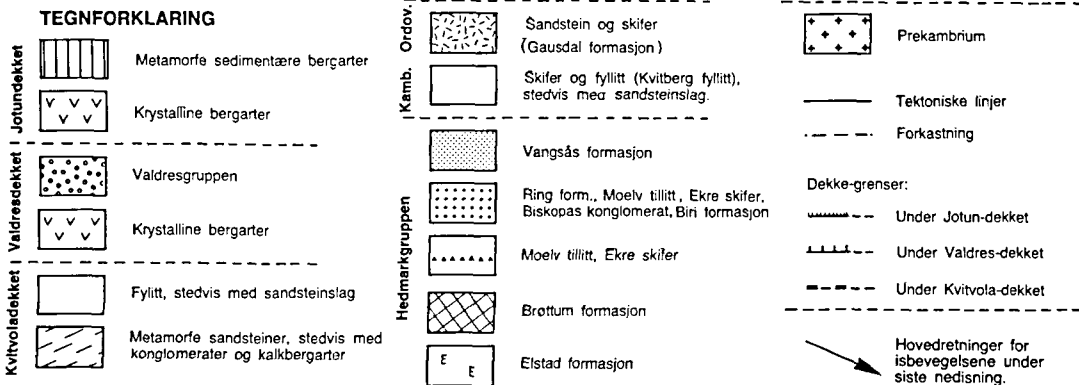
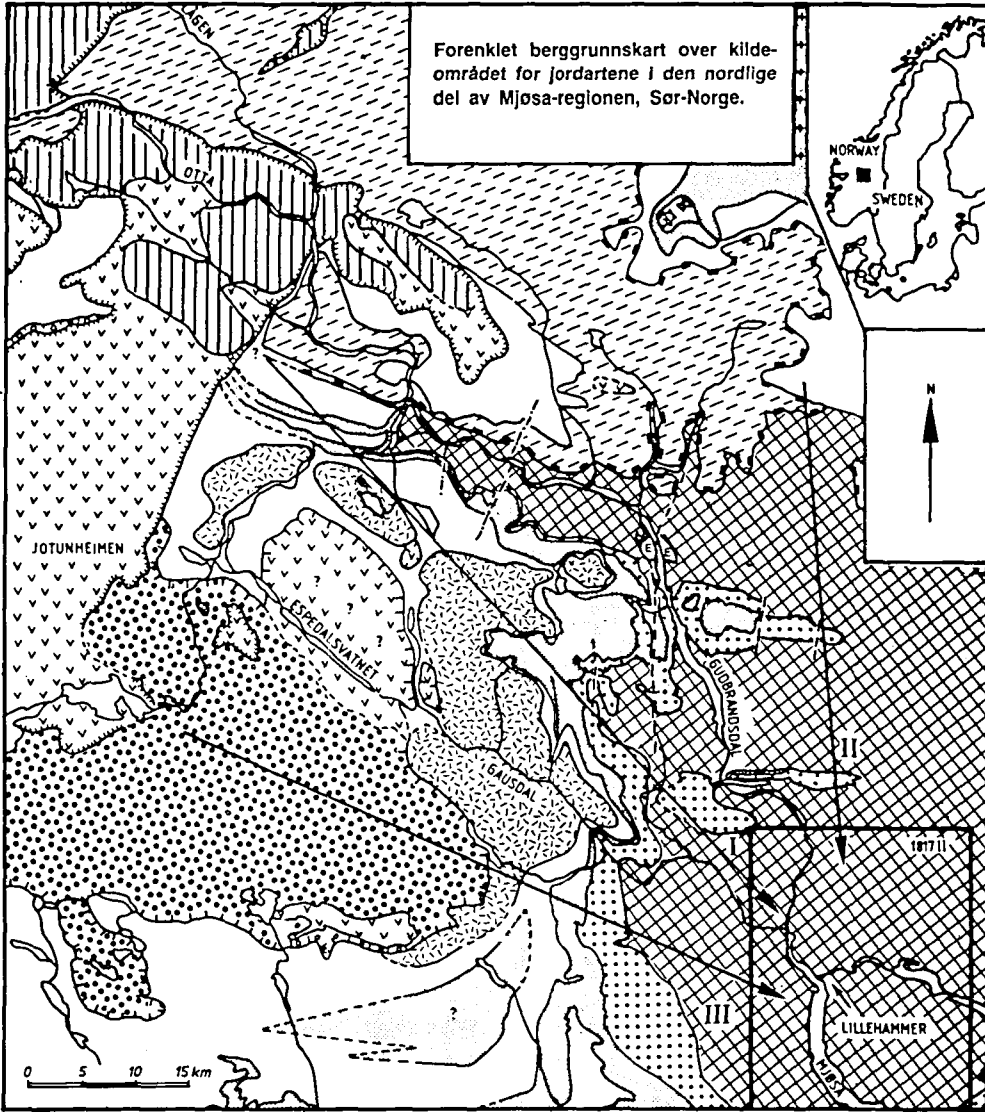
Berggrunnen

Berggrunnen i Lillehammer-området er beskrevet av bl.a. Englund (1972). Lillehammer ligger i den vestlige delen av Brøttumformasjonen (Fig. 4), som består av skifre og sandsteiner med noen konglomeratiske horisonter. Formasjonen er av senprekambrisk eller eokambrisk alder (ca. 600 mill. år). De eldste delene av formasjonen er mørke finkornige sandsteiner (*gråvakker*) og skifre. Disse ligger i hovedsak i dalene. Den yngre delen av formasjonen ligger i hovedsak i de øverste delene av dalsidene og i viddenivå. Der er sandsteinene (*arkosene*) lysere i farge og mer grovkornige. Stedvis opptrer konglomeratiske partier. Ringformasjonens sandsteiner og Biskopåskonglomeratet (Fig. 4) kommer såvidt inn på kartbladet henholdsvis i NV og i SØ.

Beskrivelse av områdets viktigste løsavsetninger

Morenemateriale

En generell omtale og definisjon av morenemateriale er gitt på side 5 og 6.



Morenemateriale utgjør arealmessig rundt 80–90 % av det kartlagte området, og er hovedsakelig lokalisert til dalganger og andre forsenkninger i terrenget. Eksempler på tykt morenedekke finnes øst for Hovemoen (765 790) og vest for Bjørnstad (785 662). Større arealer med tynt morenedekke finnes f.eks. i det sterkt avspylte partiet i Gudbrandsdal fra Fåberg (762 828) og nordover, området mellom Bergseng (802 680) og Brøttum (838 672), og i øvre deler av dalsidene og forfjellsområdet mellom Lågen, Nord-Mesna og Brøttum (Fig. 5).

Generelt blir materialet i Lillehammerområdet mer finkornig fra overflaten og ned til 2–3 m's dyp. Det er registrert 4 hovedtyper bunnmorene fra siste nedising. Disse er listet opp i kronologisk rekkefølge fra yngst til eldst nedenfor:

Type 1: Autokton morene. En klar dominans av lokalt materiale. Sandig. Normalblokkig til blokkrik. Middels hardt pakket. Brungrå farge. Vanlig i øvre dalsider i Gudbrandsdal og SØ for Lillehammer. Mektighet på opptil ca. 10 m registrert. Avsatt under isavsmeltingsperioden.

Type 2: Autokton-Allokton morene. Tilsynelatende en blanding av Type 1 og 3. Sandig, stedvis siltig. Normalblokkig til blokkrik. Middels hardt pakket. Gråbrun farge. Vanlig i midtre og øvre deler av dalsidene i Ø. Gausdal. Vekslede mektighet, ofte 0–6 m. Aldersforholdet mellom Type 1 og 2 ikke entydig fastslått, men trolig har disse tilnærmet samme alder.

Type 3: Allokton morene (= Hunder morene, eldre og yngre medlem). En rekke langtransporterte bergarter. Siltig; leirinnhold sjelden over 6 %. Grålig farge. Normalblokkig. Middels til hardt pakket. Vanlig i området.

Type 4: Allokton morene (= Jørstad morene). En rekke langtransporterte bergarter. Siltrik; leirinnhold sjelden under 10 %. Blågrå farge. Normalblokkig til blokkfattig. Hardpakket (i tørr tilstand). Kar-

bonatholdig. Mektigheter på mer enn 77 m registrert. Dominerende jordart i området. Avsatt under første del av siste nedising.

Type 4 er best undersøkt og blir derfor ofret mest oppmerksomhet i denne beskrivelsen. Type 3 og 4 er benevnt henholdsvis Gudbrandsdalmorenen og Gausdalmorenen i Olsen (1979). Disse svarer stort sett til Bergersens (1964:49) *allokton* morener. Type 1 og delvis Type 2 svarer til hans *autokton* morener.

Dalbunn og nedre dalsider

Morenematerialets kornfordeling og utbredelse: Finstoffrik bunnmorene (Type 3 & 4, Fig. 6 a og b) er den dominerende jordart i området. Jordarten strekker seg ofte mer eller mindre sammenhengende fra dalbunn til langt opp i dalsidene. Ofte ligger et 1–3 m tykt lag av mer sandig bunnmorene (og ablasjonsmorene) over den leir- og siltrike bunnmorenen (Fig. 7, 8 & 9). Minimum utbredelse for Jørstadmorenen i Lillehammertraktene er vist ved et lokalitetskart (Fig. 10).

Variasjoner i den allokton morenens sammensetning og genese: Forskjellige felt- og laboratorieundersøkelser (Appendix I) har vist at den finstoffrike allokton morenen består av to hovedtyper, Hunder- og Jørstadmorenen (Type 3 og 4). Jørstadmorenen dominerer i mektighet og utgjør 70–90 % av totalmengden av finstoffrik morene i området. Felles for de to typene bunnmorene er bl.a. at de begge har et betydelig innhold av langtransportert grus- og steinmateriale, og at rundingsgraden på grovgrusfraksjonen (32–64 mm) er høy i begge. Sammen med jordartsfordelingen er ovennevnte faktorer illustrert på et tverrprofil over vestsiden av Mjøsdalen ca. 1 km NV for Vingnes (Fig. 11).

Ulikhetene er imidlertid langt flere enn likhetene mellom de to morenetypene. Olsen (1979, og in prep.) har vist at disse er forskjellige med hensyn til alder (se Fig. 8), mektighet, farge, kornfordeling (forskjellig ved lokalitetsvis betraktning, ellers overlappende), bergartsinnhold og transportretning (Fig. 12).

Øvre dalsider og viddenivå

Morenematerialets kornfordeling: Etterhvert som man beveger seg oppover dalsidene synes

Fig. 4: Kart over berggrunnen i området Ø. Jotunheimen – Gudbrandsdalen – Lillehammer (modifisert etter Englund 1973). Lillehammerområdet er innrammet, og hovedretningene for isbevegelsene er inntegnet (se også side 34). *Map of the bedrock in the area Eastern Jotunheimen Gudbrandsdalen – Lillehammer (modified after Englund 1973). The Lillehammer area is framed, and the main ice movement directions are indicated (see also page 42).*

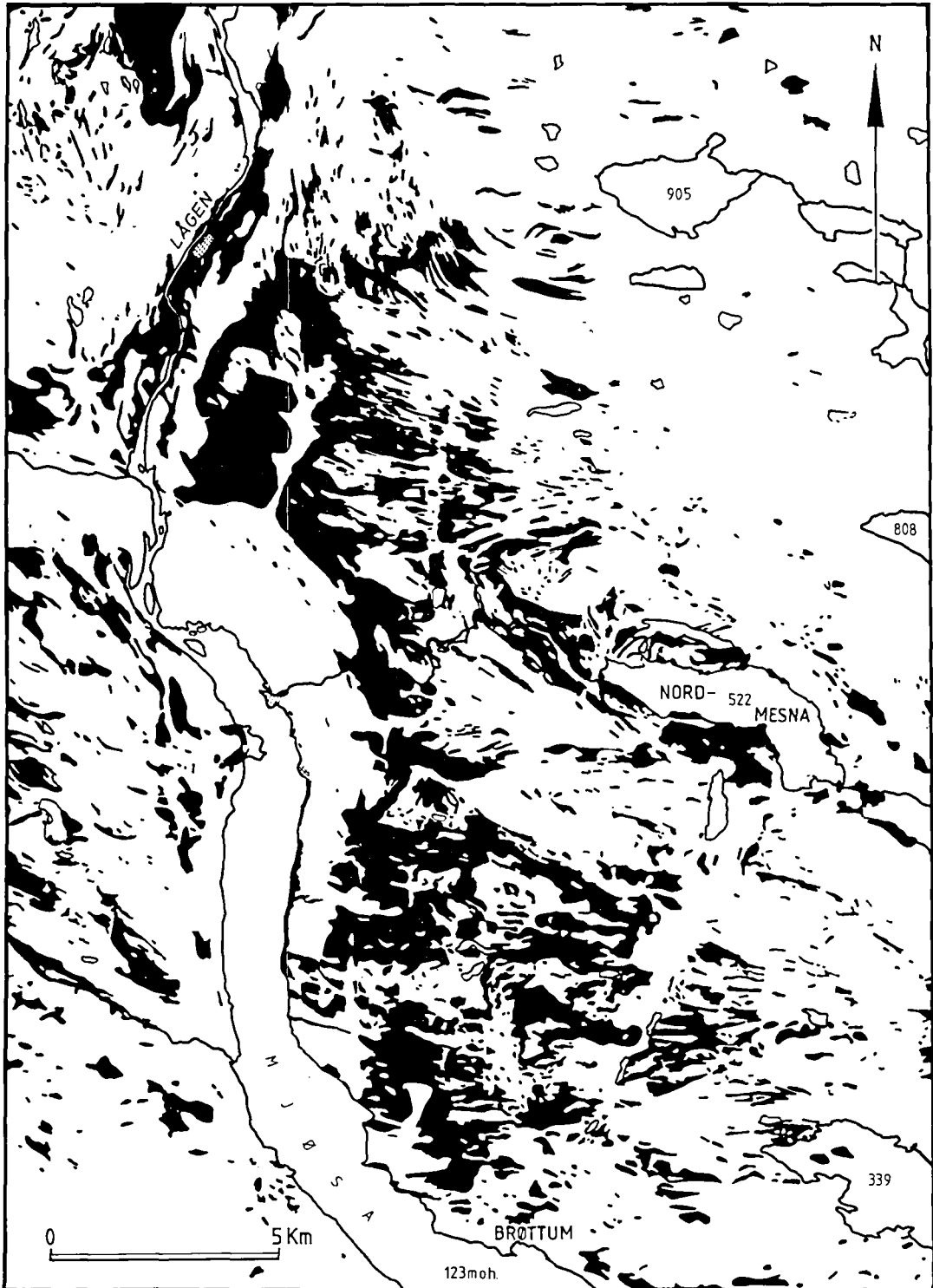


Fig. 5: Kart over bart fjell og tynt - og - sammenhengende løsmassedekke (svart), og tykt - og - sammenhengende løsmassedekke (hvitt). Kartet viser liten løsmassetykkelse nær Mjøsdalen og større i Mjøsdalen og i den østlige del av kartet.

Map of exposed bedrock and thin - and - discontinuous cover of superficial deposits (black), and thick - and - continuous cover of superficial deposits (white). The map shows a small thickness of drift near the Mjøsa valley and a greater thickness in Mjøsdalen and in the eastern part of the map area.

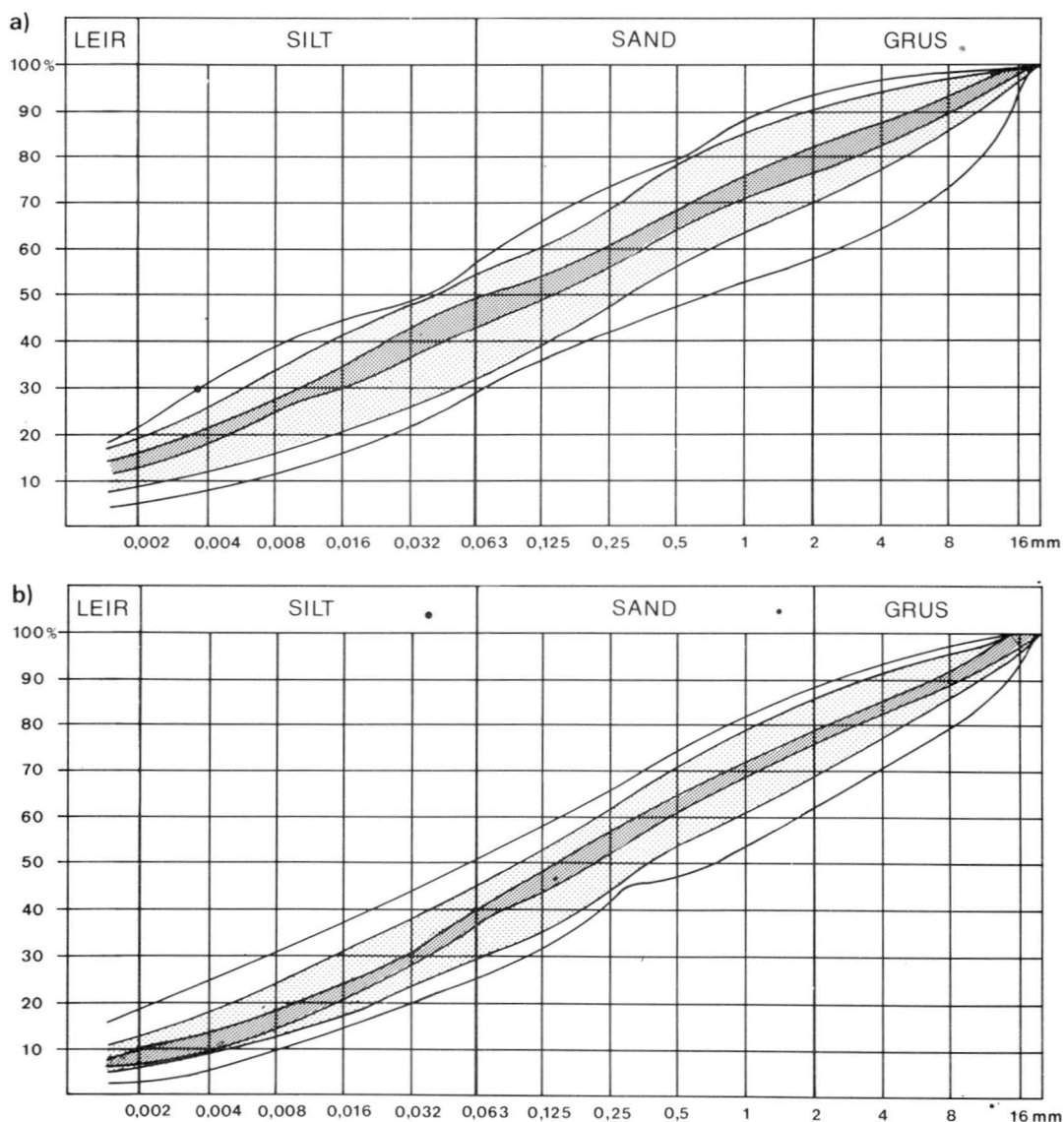


Fig. 6: Kornfordelingskurver for 33 prøver fra Jørstadmorenen (over) og 36 prøver fra Hundermorenen (under) framstilt samlet. 50 % av kurvene ligger innenfor det midtre feltet (tettast raster). 80 % av kurvene ligger innenfor de to indre feltene (de rasterte felt). Innenfor de ytterste linjene befinner samtlige kornfordelingskurver seg.

Grain-size distribution curves of 33 analysed samples from the Jørstad Till or the basal till type 4 (upper) and 36 samples from the Hunder Till or the basal till type 3 (lower). 50% of the curves are situated in the central (darkest shaded) part of the figure. 80% of the curves lie within the shaded areas (dark plus light shading). All the curves are situated between the two outer lines.

løsmassene i økende grad å være dominert av sandig bunnmorene og ablasjonsmorene (Fig. 7). De alloktone morenene kan likevel lokalt opptre i betydelig mektighet. Dette gjelder f.eks. Ø for Engen gård, ca. 1 km NV for Korpeberget (753 766). Et teglverk ble i forrige århundre drevet av de finstoffrike bunnmorenene der i området (ca. 425 m o.h.).

Morenematerialets bergartsinnhold: I ablasjonsmaterialet i viddenivå kan det ofte observeres innslag av bl.a. Valdressparagmitt og Jotunbergarter i grus- og steinmaterialet. Begge nevnte bergarter har en transportlengde på minst 80–90 km langs hoveddalene ned til Lillehammertraktene (Fig. 4).

Noen av steinprøvene fra bunnmorene har

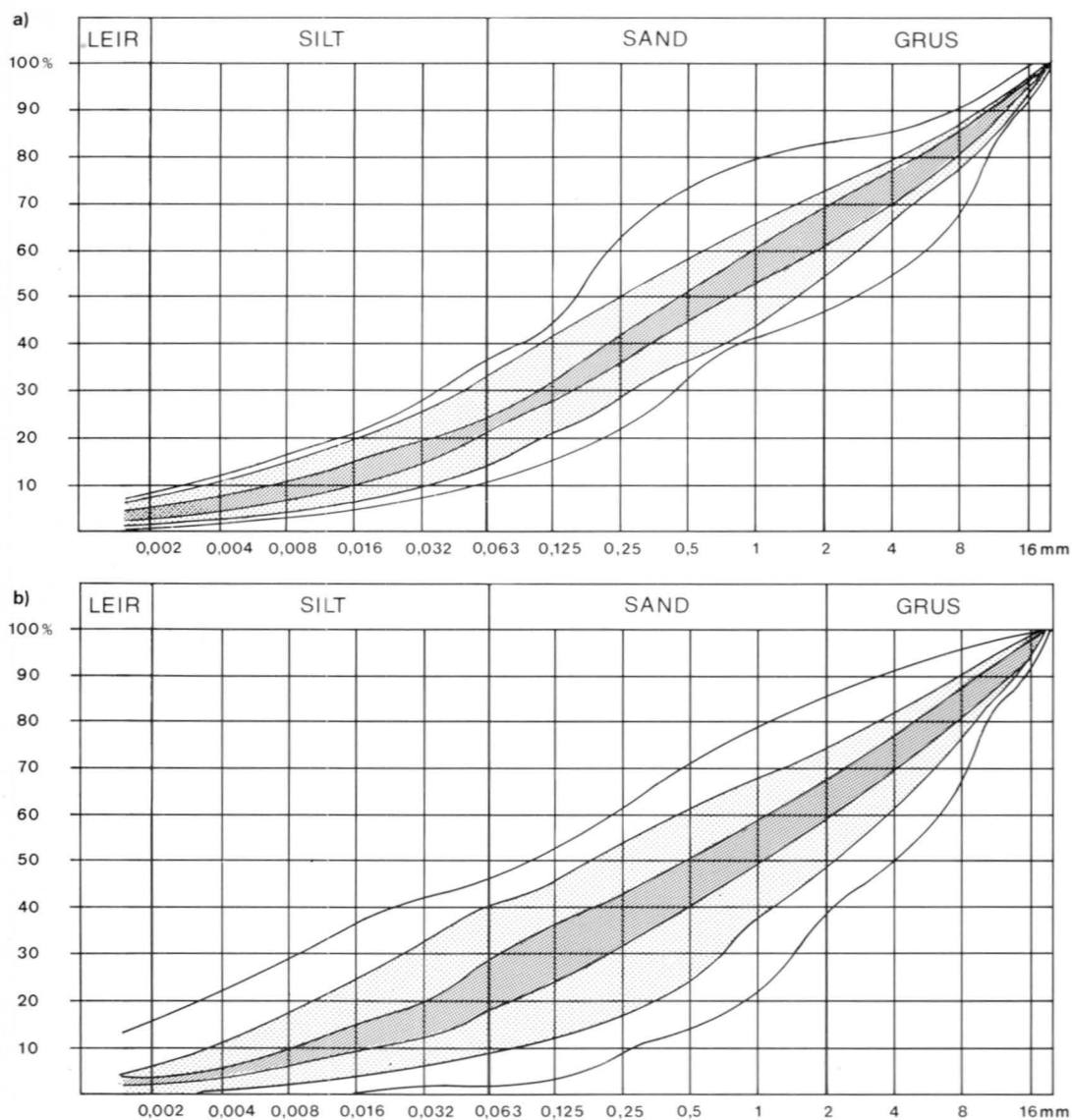


Fig. 7: Kornfordelingskurver for 40 prøver fra morenetype 1 & 2 (*over*), og 50 prøver fra ablasjonsmorene (*under*) framstilt samlet. Rastreiring som i Fig. 6.

Grain-size distribution curves of 40 analysed samples from the basal till types 1 & 2 (*upper*), and 50 samples from ablation till (*lower*). Shading as in Fig. 6.

nesten bare lokalt bergartsmateriale. Majoriteten av prøvene har imidlertid et innhold av minst 10–20 % langtransportert materiale. Dette overgår det som vanligvis karakteriserer ablasjonsmorenen (Fig. 13 A & B).

Fordelingen av det langtransporterte materialet viser bl.a. at bergarter fra Valdresdekket er representert i morenen opp til Mesnali–Sjusjøen i NØ (910 758, Fig. 13 C & D), mens Jotunbergarter er spredt over hele det kartlagte området.

Morenematerialets overflateformer

Overflateformene varierer med morenetype og mektighet. Der hvor fjellgrunnen hyppig stikker fram i dagen, er overflaten ofte ujevn og småknudrete. Haugterrenget er likevel mest utbredt der ablasjonsmorenen er mektig, f.eks. V for Vingrom (750 680) og S for Nordsæter (885 825). Rolig bølgende bunnmorenelandskap finnes blant annet ved Lillehammer (Fig. 14), N for Baklia (840 762) og rundt Vesleelva (765 655).

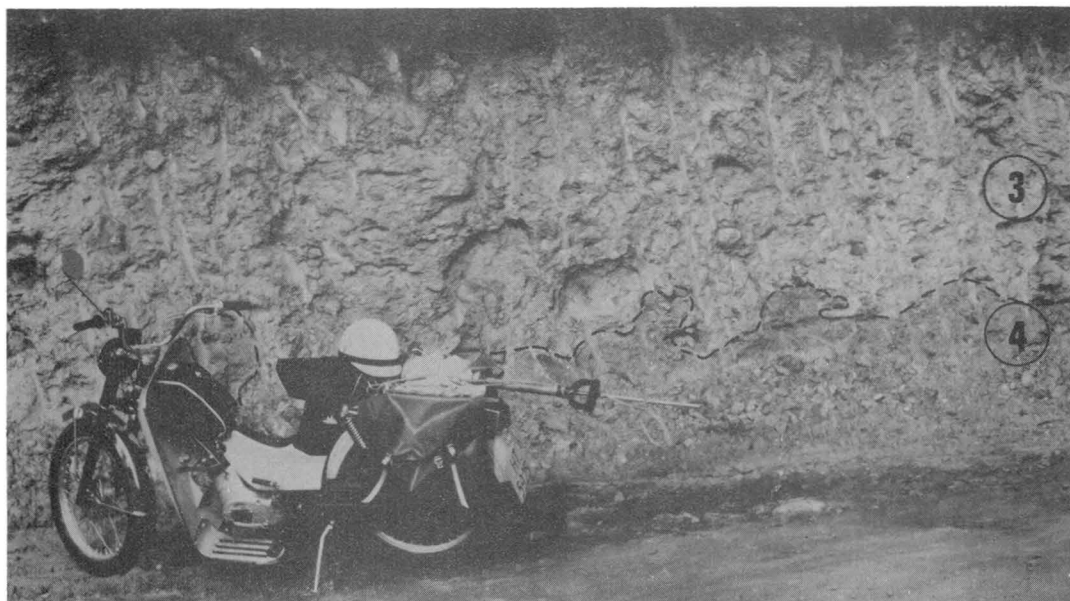


Fig. 8: Moreneskjæring fra Lillehammer. Fargeforskjellen mellom øvre (Type 3; grå) og nedre (Type 4; blågrå) morene skyldes her i hovedsak oksydasjon av de øverste ca. 1,5 m. Grensen mellom morenene er markert med stiplet linje. Det høye finstoffinnholdet i morenetype 4 har hindret oksydasjon videre nedover. Gråfargen for morenetype 3 (øvre) skyldes også materialinnholdet som er noe forskjellig fra det i undre morene.

Till section from Lillehammer. The difference in colour between the upper (Type 3; grey) and lower (Type 4; bluish grey) till is here mainly caused by oxidation of the uppermost c. 1.5 m. The boundary between the tills is indicated by a broken line. The high content of fine-grained material in till type 4 has prevented further oxidation downwards. The paler greyish colour of till type 3 is also due to the type of material, which is somewhat different from that in the lower till.

Terrassering og ravinerung opptrer overalt der de finstoffrike alloktone morenene står i skråninger langs dalførene. Knekkpunktet for terrasseringsen stiger fra 160–165 m o.h. på Børkje gård (769 764) til 190 m o.h. ved utløpet av Ø. Gausdal (749 791). Ca. 5 km NV for kartbladkanten (724 820) ligger terrassekanten ca. 200 m o.h. På vestsiden av Lågen synker terrassekanten nordover fra 275 m o.h. ved munningen av Gudbrandsdalen (750 832) til 215 m o.h. ved Huse gård (765 875). På østsiden av Lågen ligger terrassekanten stort sett rundt 240 m o.h.

Terrasseringen vitner om erosjon av is og smeltevann samt rasaktivitet. Det alloktone morenematerialet har åpenbart hatt større utbredelse i dalbunnen før terrasseringen skjedde (Bergersen 1964, 1975; Olsen 1979, 1983b, og in prep.). Terrassekantens forløp avspeiler formen på den tidligere dalfyllingen som har fått sitt materiale hovedsakelig fra NV, dvs. fra Ø. Gausdal.

Rygger av morenemateriale opptrer i størst antall og format i den nordøstlige delen av kart-

bladet. Randmorenene Vassbakken eller Sjusjømorenen (920 802, samt Fig. 15) og Nevelryggen (865 856) er størst av disse.

Dødislandskap: Sammenhengen mellom formelementer og materiale i et dødislandskap er skjematisk antydnet i Fig. 16. Dødisterreng i området som det her tales om, er mer vanlig i Gudbrandsdal enn i nedre del av Ø. Gausdal og i Lillehammerområdet. Dette kan kanskje forklares med at bremassene ble dynamisk døde på et noe tidligere stadium i Gudbrandsdalen (Olsen 1979). Hauglandskapet V og NØ for Hunder strekker seg mer eller mindre sammenhengende fra nedre deler av dalsiden og oppover (Pl. 1). Flere steder dekkes den sandige lokale bunnmorenen (Type 1) av opptil flere meter haugete ablasjonsmorene. Grenseovergangene mellom nevnte jordarter er diffuse og vanskelig å kartlegge. Hauglandskapet N for Hunder (775 905) er av Bergersen (1964) omtalt som et blokkfelt av vesentlig lokale blokker med tilknytning til den alloktone morenen og viftene utenfor Brynsåene og Mosåa (side 24).

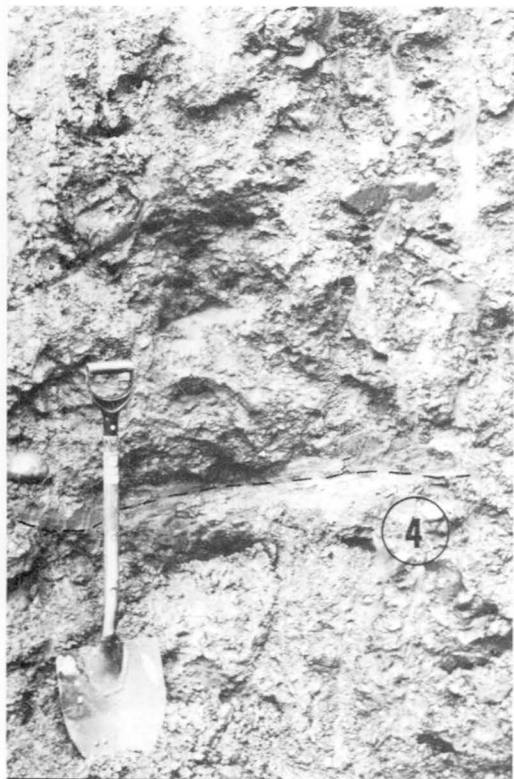


Fig 9: Moreneskjæring fra Lillehammer. Grensen mellom Jørstadmorenen (blågrå) og overliggende morene (grå) er skarp (stiplet linje). Øvre grense for Jørstadmorenen (Type 4) er mer diffus i andre skjæringer i området (se f.eks. Fig. 8).
Till section from Lillehammer. The boundary between the Jørstad Till (bluish grey) and the overlying till (grey) is sharp (broken line). The upper boundary to the Jørstad Till (Type 4) is less distinct in other sections in the area (see e.g. Fig. 8).

Blokkanrikninger og andre særpreg i morenelandskapet: Blokkfrekvensen veksler meget, men er svært høy i flere områder. Blokkene er ofte knyttet til haugete, ablasjonsmorene-preget landskap. Eksempler på områder hvor blokkfrekvensen er særlig høy, og samtidig hvor det ablasjonspreget landskapet er best utviklet, er området mellom Rotdalen og Husemoen (760 885), øst for Einsby (765 851) og området V og SV for Nordseter (875 834).

I området mellom Kvesa og Sagåa langs den N-S-gående kraftlinja (777 855) er det et egenartet terreng. Blokker fra små til kolosser på 50–100 m³ er spredt utover i overflaten (Fig. 17). Terrengtet er et haugete blokkfelt hvor blokkene dels er kittet sammen av sandige til grusige morenemasser, dels er spredt mer fritt utover. Ofte

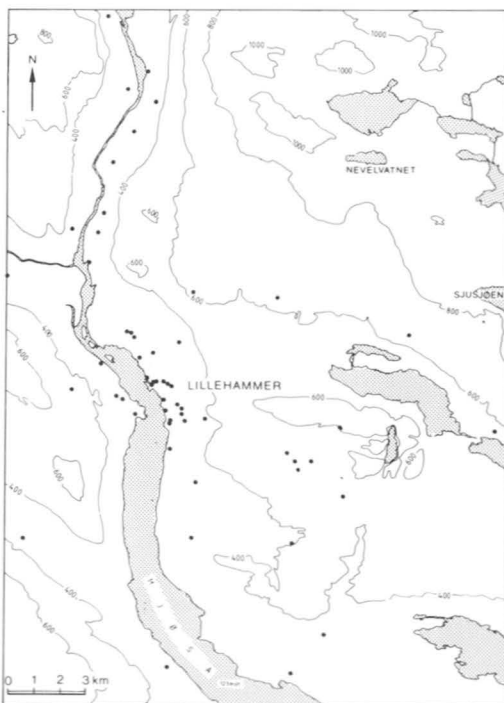


Fig. 10: Lokalteter der Jørstadmorenen er observert. De fleste registreringene er under 400 m o.h., men noen få ligger mer enn 600 m o.h.

Localities where the Jørstad Till has been observed. Most of the occurrences are situated below 400 m a.s.l., but some are situated above 600 m a.s.l. The Jørstad Till was deposited in an early part of the Middle/Late Weichselian glaciation; it generally has a great thickness, and is characteristically overlain by 1–2 younger tills without any intervening sorted sediments (Olsen, in prep.).

kan det være tvil om man har med en fjellblotning eller en kjempeblokk å gjøre.

I viddeviden finnes de største blokkrike ablasjonspregete feltene i randsonen av høyfjellsområdet i NØ (Fig. 3, og Pl. 1). Store deler av området mellom Bæla (788 827) og Nevelryggen–Vassbakken området (870 855 – 920 802) er karakterisert av ablasjonsmateriale, stedvis med innslag av kjempeblokker.

Skredjord (eller rasjord) i moreneterreng: Rasmateriale fra morene er representert innen kartområdet, men utgjør arealmessig bare mindre områder. Eksempler på steder der det er påvist rasaktivitet i morenemassene er S for Vardhøgda (775 810) og N for skytebanen V for Hunder (763 893). Glideplan, omrøring og knusing av materiale, samt lokal opphopning av materiale

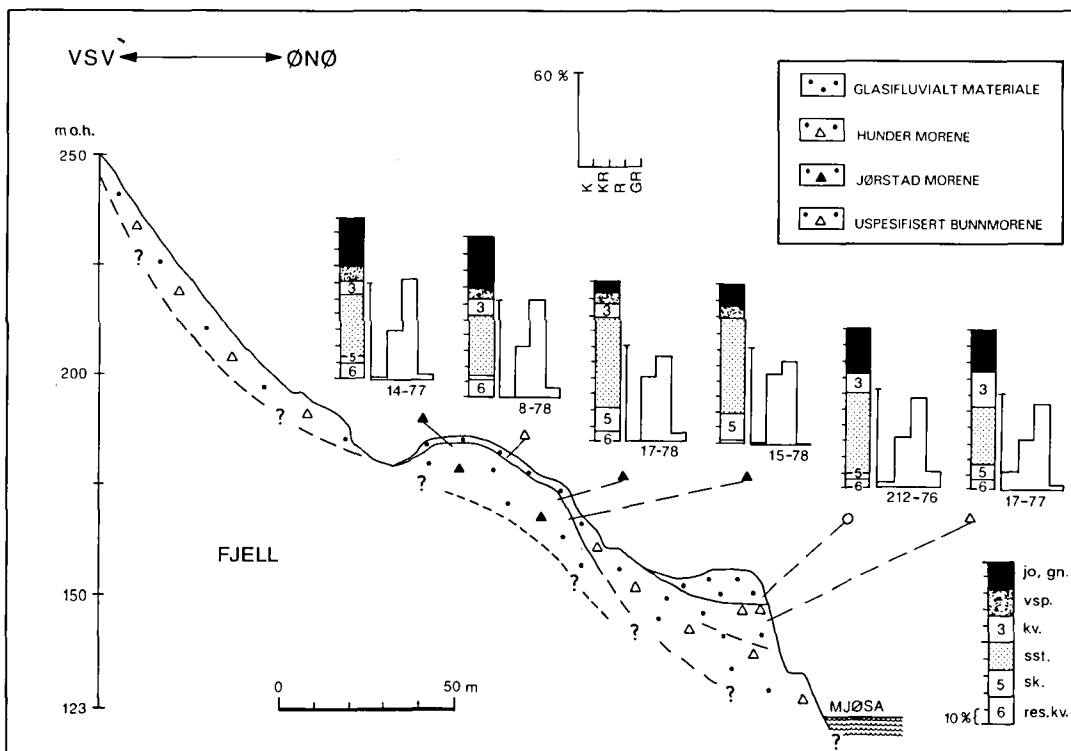


Fig. 11: Tverrprofil gjennom løsmassene i Mjøsdalen ca. 1 km NV for Vingnes. Posisjon for analyserte prøver (fraksjon 32–64 mm) er indikert. Prøvenr. refererer til Olsen (1983d). Søylen viser bergartsfordelinger og histogrammene viser rundingsgrad fordelt over klassene kantet (K), kantrundet (KR), rundet (R) og godt rundet (GR). Bergartsgruppene er definert på side 45 og morenetypene på side 11. Legg merke til det høye innholdet av langtransportert (jo., gn., vsp. & kv.) og rundet materiale i øverste del av Jørstadmorenen (14–77) og i Hundermorenen.

Cross-section through the Quaternary deposits in the Mjøsa valley about 1 km of Vingnes. The locations of the analyzed samples (fraction 32–64 mm) are indicated. The sample numbers refer to Olsen (1983d). The columns show rock-type percentages, and the histograms illustrate the degree of roundness according to the classes 'kantet' (K; i.e. Angular), 'kantrundet' (KR; i.e. Subrounded), 'rundet' (R; i.e. Rounded), and 'godt rundet' (GR; i.e. Well rounded). The rock-type groups and the till types are defined on pages 45 and 11, respectively. Note the high content of long-transported material (e.g. Jotun rocks, 'jo.'; gneisses, 'gn.'; Valdres nappe rocks, 'vsp.' and quartzites, 'kv.'; see also Fig. 4) and rounded material in the upper part of the Jørstad Till (no. 14–77): 'Jørstadmorenen' and in the Hunder Till ('Hundermorenen').

nedenfor bratte partier i dalsiden, vitner om rasaktivitet i nevnte områder.

Morenematerialets mektighet

Mektigheten av den alloktone finstoffrike morenen veksler mye i området (Fig. 18 A & B), men er ofte større enn 10 m. Største registrerte mektighet i Lillehammer-området er rundt 30–50 m ved Djupåa (718 798). Ved Brubakken (703 849; Olsen 1980b) som ligger et par km vest for kartet, er mektigheten av morenematerialet ca. 102 m. De øvre 25 m er dominert av sandig morene, mens materialet videre nedover er dominert av den alloktone morenen.

Mektigheten av morenemassene i øvre dalsi-

der og på vidda veksler også mye. Løsmassedecket ligger ofte som et 0–1 m tynt teppe over fjellgrunnen. Mektigheter på 5–6 m eller mer er registrert noen steder, f.eks. langs Skurva (818 810; Olsen et al. 1979), ved Enga (752 764; Olsen 1980b) og ved Heståsen (889 819). Den sandige bunmorenen langs Bæla (784 818) opptrer stedvis med minst 7 m mektighet. Ved Åstua (798 804) er mektigheten opptil 25 m (NB! feiltrykk på kartet), og massene er i hovedsak finstoffrik bunmorene. Seismiske profiler gjennom Nevelryggen (Fig. 19) og Nevelåsen (869 865) indikerer totale løsavsetningstykkelser på henholdsvis opptil 33 m og 9 m. I førstnevnte tilfelle utgjør randmorenen trolig de øvre ca. 8 m

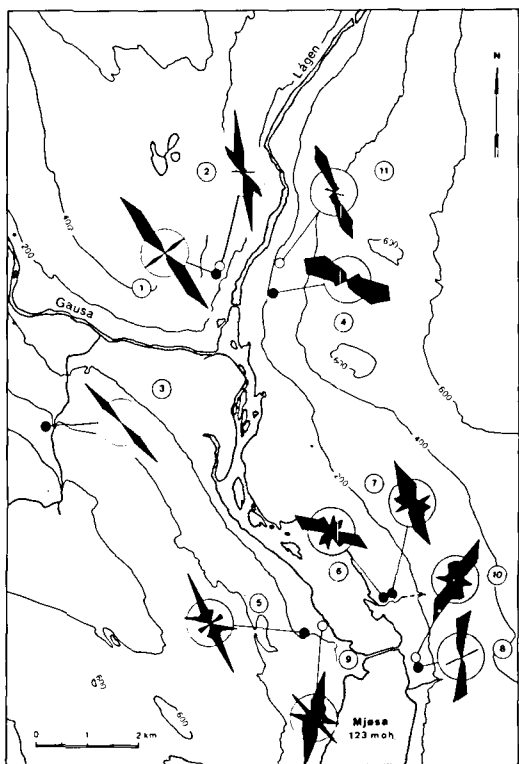


Fig. 12: Steinorienteringer i de alloktone morenene. Fylt ring: Jørstadmorenen. Åpen ring: Hundermorenen. Nr. 4 og 6 er tatt hhv. midt nedi og underst i Jørstadmorenen, mens nr. 8 er tatt helt i toppen av denne morenen. Resten av analysene er tatt i øvre del av morenen.

Stone orientation (long-axis) analyses from the allochthonous tills. (Type 3 & 4, page 11). Filled circle: The Jørstad Till. Open circle: The Hunder Till. No. 4 and 6 were taken in the middle and lowermost parts of the Jørstad Till, respectively, while analysis no. 8 is from the uppermost part of this till. The other analyses are taken from the upper part of the till. The rose diagrams are illustrating a swing in the ice movement direction during deposition of the Jørstad Till. Initially the direction was to the ESE, subsequently turning to the SE and then to the SSE (locally to the south). Subsequently the supply of material to the glacial drift also changed, and another till, the Hunder Till, was deposited. The ice movement direction during this phase was to the SSE-SSW.

Fig. 13: Bergartsfordeling i grusprøver fra bunnmorene (A) og ablasjonsmorene (B). Fraksjon: 4–8 mm. Prøvedyp: A – 1–2 m; B – 0,5–1 m. Fylt sektor: langtransportert materiale (jo., gr., gn., vsp. og kv.). Åpen sektor: lokalt materiale (sst., sk. og res.kv.). Figurene viser en klar dominans av lokalt materiale. Innholdet av langtransportert materiale er likevel ofte 10–20 % eller mer. Transportlengden på dette materialet er minst 30–40 km.

Fordeling av det langtransporterte materialet i bunnmorene og ablasjonsmorene er vist i henholdsvis figur C og D. Strekraster: jo., gr. og gn. (Gruppe 1, se s. 45). Prikkraster: vsp. (Gruppe 2). Uten raster: kv. (Gruppe 3). Figurene viser bl.a. at Gruppe 1 og 3 dominerer i hele området, unntatt helt i SV hvor Gruppe 2 kan være størst (jfr. hovedisbevegelsene i Fig. 4).

Distribution of rock types in gravel samples from basal till (A) and ablation till (B). Fraction: 4–8 mm. Sample depth: A – 1–2 m; B – 0.5–1 m. Filled sector: long-transported material (Jotun Nappe rocks, granite, gneiss, Valdres sparagmite, and quartzite). Open sector: local material (sandstone, schist, and residual quartz). The figures show a clear dominance of local material. However, the content of long-transported material is often 10–20% or more. The transport distance for this material is at least 30–40 km.

Below: Distribution of the long-transported material in basal till (C) and ablation till (D). Lined sectors: Jotun Nappe rocks, granite and gneiss (Group 1; see p. 45). Dots: Valdres sparagmite (Group 2). Without shading: quartzite (Group 3). The figures indicate e.g. that Group 1 & 3 rocks dominate throughout the area, except in the southwesternmost parts where Group 2 may predominate (cf. the main ice movement directions indicated in Fig. 4).

av massene, derunder ligger bunnmorene. Nevelåsen som hovedsakelig er en fjellrygg, er dekket av sandig grusig morene. Den seismiske hastighet som bare når opptil 1 000 m/s, tyder på at finstoffrik bunnmorene ikke er representert i særlig stor tykkelse i overdekket (Appendix I).

Gjennomsnittsmektigheten på vidda er vanskelig å anslå, men generelt gjelder det at mektigheten øker ved større avstand østover fra Mjøsdalen – Gudbrandsdalen (Fig. 5). Dette bildet forsterkes dersom man også tar hensyn til nabokartet i øst, kartblad Åsmarka (Østeraas 1982).

Breelvvavsetninger (glasifluviale avsetninger)

Breelvvavsetninger er definert og omtalt generelt på side 6 og 7. De største sand- og grusavsetningene fra isavsmeltingstiden ligger i hoveddalen. I viddnivå finnes store avsetninger av denne typen bare langs enkelte store dreneringsveier for smeltevannet som rant i eller under ismassene.

Dalbunn og nedre dalsider

I dalbunnen ved munningen av hoveddalen er det de store terrassene og moene som dominerer det kvartærgeologiske bildet. Jørstadmoen og Hovemoen har fanget oppmerksomheten til mange geologer gjennom tidene, f.eks. Rekstad i Münster (1900), Holtedahl (1953), Bergersen (1975) og Olsen (1979).

Jørstadmoen (745 805). – Denne avsetningen har form og strukturer (skrålag og topplag) som et breelv-delta. Terrasseflaten ligger ca. 140 m o.h. som trolig svarer til Mjøsnivået på den tiden Jørstadmoen ble dannet. Snitt i massetak og seismiske profiler (Fig. 20) viser at massene består av 4–5 m grovt materiale (grus, stein) øverst, derunder følger ca. 10 m sand og grus. Disse massene hviler på en opptil 100 m mektig lagserie

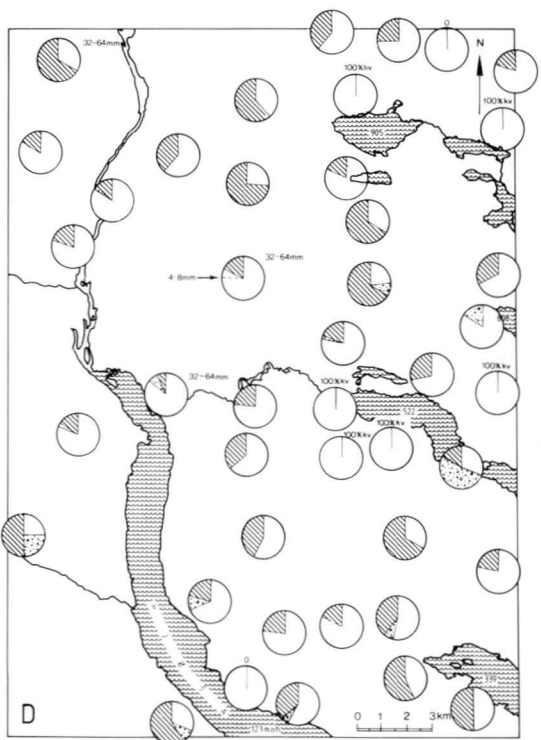
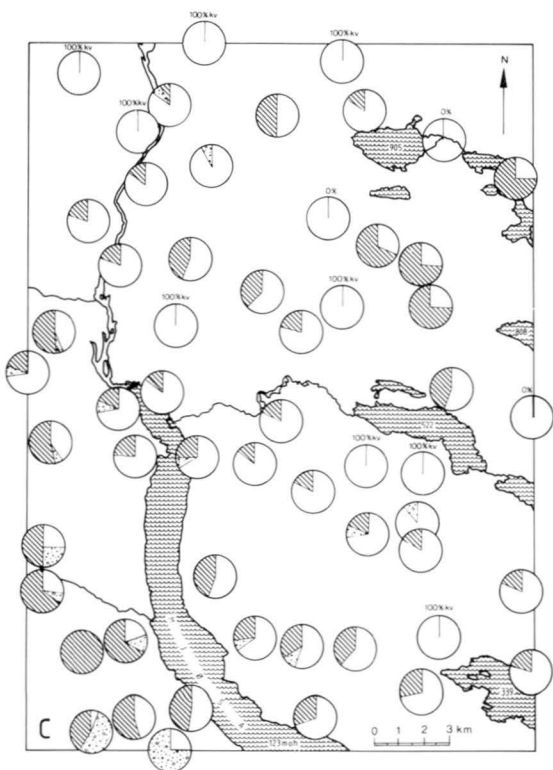
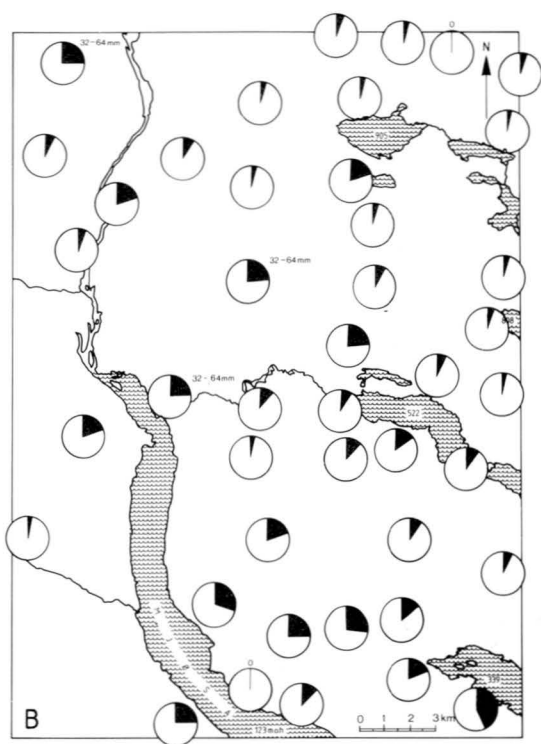
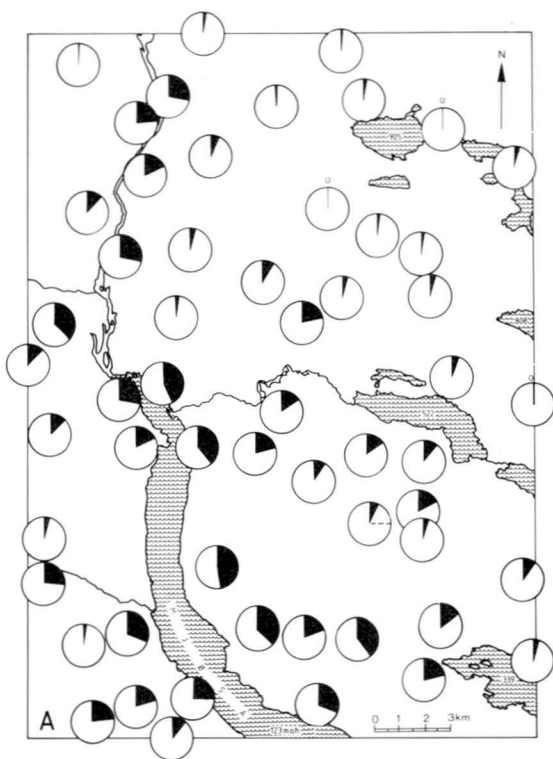




Fig. 14: Foto av typisk bunnmorenelandskap i Mjøsdalen.
Photo of typical basal till morphology in the Mjøsa valley.



Fig. 15: Vassbakken eller Sjusjømorenen (jfr. Holtedahl 1953). Moreneryggen er en sidemorene som ble dannet under en regional isbevegelse fra Ø. Jotunheimen (Fase D₁, Fig. 29). Fotoretning mot NV.

The Vassbakken or Sjusjøen Moraine (cf. Holtedahl 1953); a lateral moraine which was formed during a regional ice movement from eastern Jotunheimen (Phase D₁, Fig. 29). View towards NW.



Fig. 17: Bildet viser tre biter av en stor flyttblokk av lokal sandstein. Transporten av blokka kan ha vært fra mindre enn 100 meter til noen få hundre meter i eller på innlandsisen. Blokka er frostsprengt og ligger i et område som er preget av blokkrikt ablasjonsmateriale i dalsiden NØ for Fåberg (771 846).

Photo showing a large erratic boulder of local sandstone split into three blocks. The boulder has been transported over a distance of less than 100 metres to some few hundred metres in either an englacial or a supraglacial position. The boulder has been split by frost action and is located in an area which is characterized by bouldery ablation material on the valley side northeast of Fåberg (771 846).

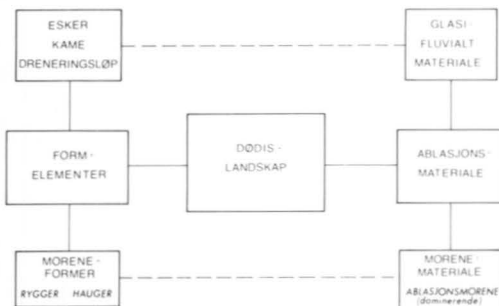


Fig. 16: Sammenheng mellom formelementer og materiale i et dødislandskap.

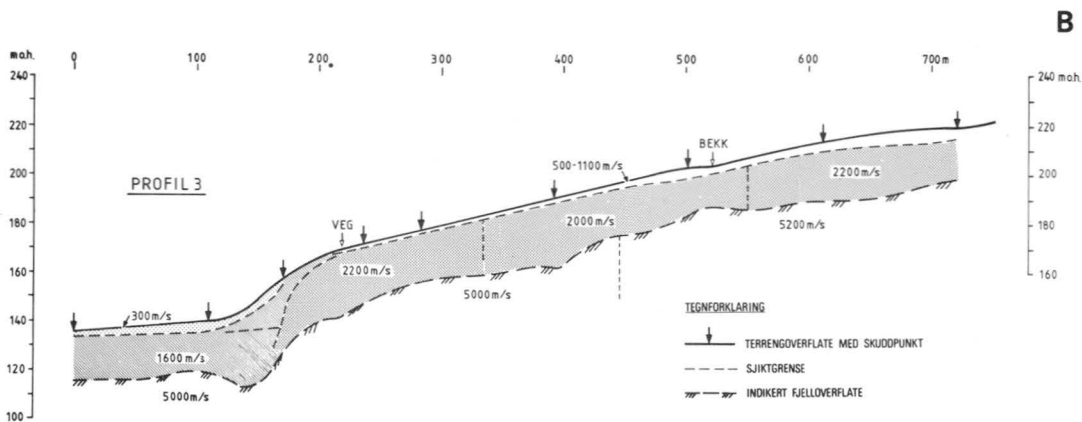
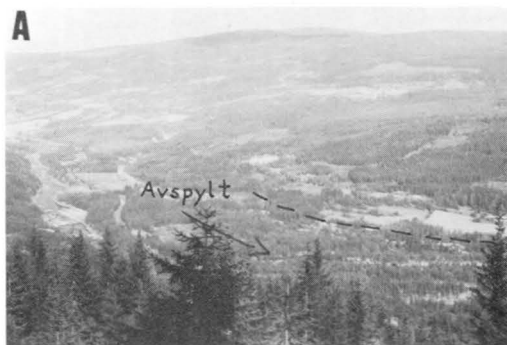
Relationship between morphology and material characterizing dead ice topography.

av finere materiale (sand, silt og leir). Et gjennomsnitt av 5 steintellinger (Olsen 1979) viser en materialtransport gjennom V. Gausdal, Kalstadal og Ø. Gausdal. Rundingsgraden for grovgrus- og steinpartiklene er meget høy, og faller innenfor området for typisk elvetransportert materiale (Olsen 1979, 1983 a & c).

Hovemoen (765 790). – Denne avsetningen er diffust ryggformet uten terrasseflate på toppen. Hovemoen når opptil 185 m o.h., og massene

Fig. 18: Vekslede løsmassemekthet i området. A: Her er morenemassene spylt vekk av smeltevannet under isavsmeltingen, og fjellgrunnen ligger blottet. Området ligger øst for Lågen 3–4 km nord for Fåberg. B: Langs dette seismiske profilet når jordartsmektheten minst opptil 35 m (Hillestad, pers. medd. 1980). Lokaliseringen av profilet er anvist på Pl. I (731 812). Sorterte avsetninger dominerer nedenfor vegen til venstre og morenemateriale på oppsiden. Profilet tyder på at undre deler av de sorterte finkornige sedimentene (1600 m/s) kan fortsette under morenemassene like nedenfor vegen.

Variations in the thickness of the drift deposits in the area. A: Here the bedrock is exposed through the action of meltwater which has washed away the till material. The area is located east of the river Lågen about 3–4 km north of Fåberg. B: Along this seismic profile the total thickness of the superficial deposits reaches at least 35 m (G. Hillestad, pers. comm. 1980). For location: see Pl. I (731 812). The profile indicates that the fine-grained sorted sediments in the lower parts (1600 m/s) may possibly continue below the till (2200 m/s) between the 100 and 200 m marks.



består av 15–20 m grus og stein over nesten like mye sand og grus (i alt opptil 35 m). En rekke seismiske profiler (Hillestad 1971) indikerer at grovmaterialet hviler på en opptil 100 m mektig lagserie av finmateriale (side 26). Massene av sand, grus og stein er avsatt i skrålag i flere serier. Det er ikke funnet horisontale topplag, og avsetningen tolkes til å være avslutningen av en *esker* i Gudbrandsdalen. Overflaten er uregelmessig med *grytehull* (side 8) og tørre *smeltevannsløp*. Noen ganger går de sistnevnte tvers over grytehullene. Dette viser at isklumpene som var begravd i massene ikke var smeltet vekk da elvene drenerte over Hovemoen. Bunnen i det største elveløpet, i øst, ligger ca. 160 m o.h.

Gjennomsnittet av 5 steintellinger viser at materialet er transportert gjennom Gudbrandsdalen (Olsen 1979, 1983d). Særlig er kvartsitt/sandsteinsforholdet en god indikator for tilførselsveien (side 33, og Fig. 4). Rundingsgraden for grovgrus- og steinpartiklene er middels høy.

Blokker opptrer sporadisk i massene (blokker på opptil 15–20 m³ er observert).

Kame-terrassene i Fåberg (738 816 og 737 806). Langs dalsidene i Ø. Gausdal ligger brelvterrasser (Fig. 21) benevnt som "*168 m-terrassene*" (Bergersen 1964, 1975). Terrassene antas å være *kameterasser* (side 44). De avspeiler dreneringen langs et slakt brelvprofil, nedover Gausdal i isavsmeltingstiden. Terrassekantene ligger på 165–170 m o.h. fra munningen av Gausdal og ca. 3 km oppover til Jungerud på NØ-siden av dalen, og nesten til Djupåas utløp (728 811) på SV-siden. Videre i retning motstrøms følger en sone med terrassert morene i veksling med kameterasser (Olsen 1979, 1980b).

Skvalabekken (755 782). Ved utløpet ligger ei 2–3 m tykk brelvflate bestående vesentlig av grus og stein. Vifta hviler på leirig silt med tynne bånd av grusig sand (side 26).

NV for Leirvika (772 764) ligger ei brelvflate på morene. Vifta når opp til ca. 155 m o.h., er

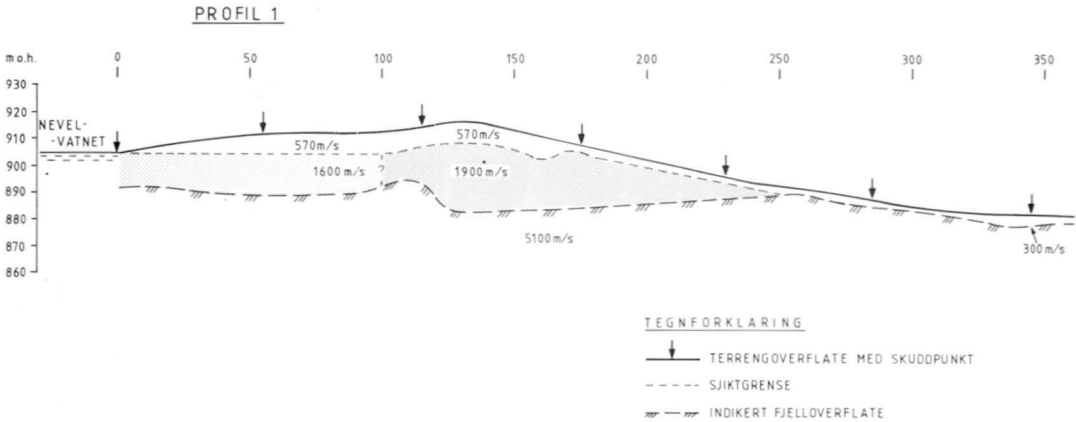
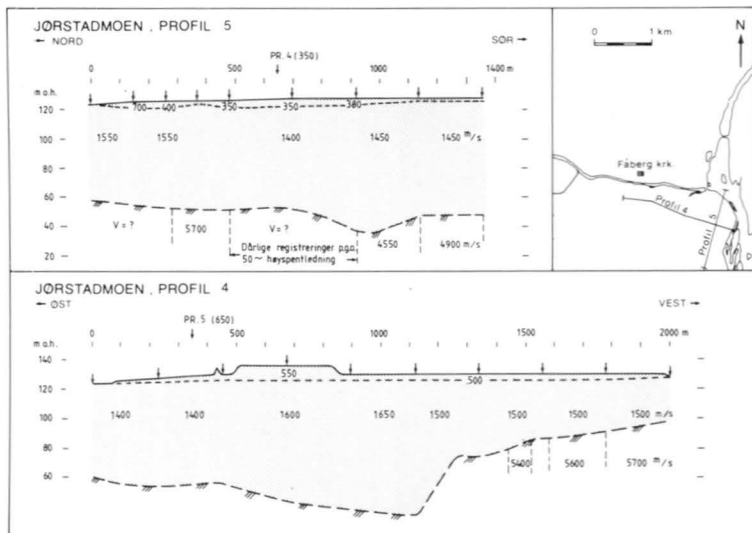


Fig. 19: Seismisk profil gjennom Nevelryggen, som er en sidemorene i fjellområdet NØ for Lillehammer (se Pl. 1: 864 858). Etter Hillestad (pers. medd. 1980). De seismiske hastigheter i ryggen indikerer i hovedsak morenemateriale (se s. 46) som trolig er relativt hardt pakket i undre deler.

Seismic profile through 'Nevelryggen': a lateral moraine situated in the mountain area northeast of Lillehammer (see Pl. 1: 864 858). After G. Hillestad (pers. comm. 1980). The seismic velocities in the ridge indicate mainly till (see p. 46) which is probably relatively consolidated in its lower parts.

Fig. 20: Seismiske profiler gjennom Jørstadmoen, etter Hillestad (pers. medd. 1976). Profilene er indikert på Pl. 1 (752 808). De stiplede linjene 0–10 m under overflaten følger tilnærmet langs grunnvannspeilet. Massene over grunnvannspeilet er vesentlig sand og grus. De undre deler av massene består av finere materiale, dvs. leir, silt og sand. Største mektighet av løsmassene er her ca. 100 m.

Seismic profiles through 'Jørstadmoen', after G. Hillestad (pers. comm. 1976). The profiles are indicated on Pl. 1 (752 808). The broken lines 0–10 m below the surface follow approximately the groundwater level. The material above the groundwater level is mainly sand and gravel. The lower parts of the deltaic deposit consist of finer material, i.e. clay, silt and sand. The greatest thickness of the sediments here is about 100 m.



minst 5 m tykk og består vesentlig av grus og stein. Morenen under har i toppen en blokksoner som vifta hviler på (Olsen 1979).

Børkje gård (769 764) hviler på grus. Grusen er en del av en liten breelavsetning som har en lengdeutstrekning NØ–SV. Mektigheten er minst 2 m lokalt. Omkring øvre hovedvei er avsetningen dominert av sand. Utflatningen ved *Børkje* ligger ca. 180 m o.h.

Vingnes-odden (780 757) består vesentlig av grus og stein. Enkelte blokker i massene vitner om isnærhet i avsetningsfasen. Avsetningen når opp til ca. 137 m o.h., er minst 6 m mektig og er

klart vasket og omlagret i overflaten. Avsetningen er trolig en randås (side 37).

På Ø-siden av *Vingnesbrua* (790 755) strekker det seg en flere hundre meter lang og minst 1 m tykk sone av materiale dominert av sand. Sandbeltet når fra idrettsbanen i N til nedskjæringen til *Åretta* i S. Stedvis er materialet dominert av finsand og så godt sortert at betegnelsen bresjøavsetning kanskje er riktige enn breelavsetning. Feltet ligger ca. 175–185 m o.h.

Flere små diffust vifteformete breelavsetninger ligger i området mellom *Vingnes* og *Vingrom*. Den største av disse ligger rundt *Vingrum kirke*

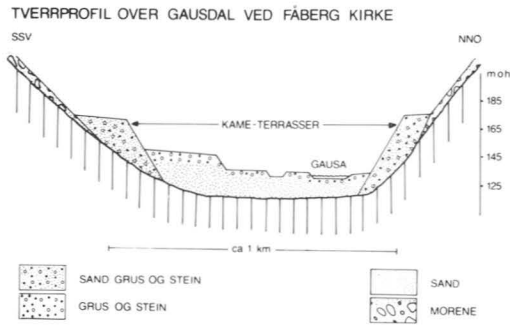


Fig. 21: Kame-terrasser i Fåberg, etter Bergersen (1975). Disse ble dannet i en fase da isfronten lå i området Lillehammer-Vingnes-Hovemoen for omlag 9 000–9 100 år siden. Kame-terrasser in Fåberg, after Bergersen (1975). These were deposited in a period when the ice front was situated in the area Lillehammer-Vingnes-Hovemoen about 9,000–9,100 yrs. ago.

(772 719) og er dominert av grusig sand. Avsetningen strekker seg fra ca. 170 m o.h. og ned til Mjøsa (ca. 123 m o.h.), og er trolig dannet under iskanten (*sublateralt*).

Rindas breelvdelta (770 685). De store breelvasetningene som ligger ved Vingrom er innover mot Saksumdalen karakterisert av uregelmessige overflateformer, og massene har liten mektighet. En terrasserest kan likevel følges omkring Åmot (761 691) i ca. 180 m's høyde. Dette svarer trolig til det høystliggende åpne Mjøsnivået så langt nord (side 37). Materialet i terrassen er vekslende fra sand til stein med overvekt av grovt materiale. Lagningen varierer, men har er generelt fall ned-

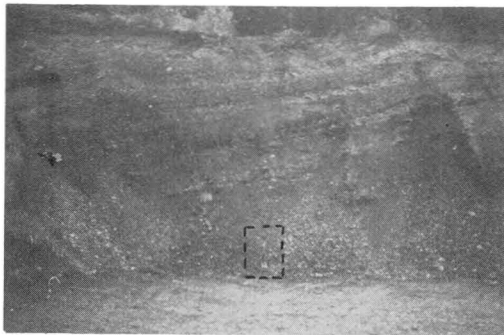


Fig. 22: Bildet viser et snitt i Bottumgrustaket (s. 24). Fotoretningen er fra SSV mot NNØ. Bottumavsetningen (757 836) er ryggformet og rettet omlag NNØ-SSV. Skrålagene fortsetter forbi ryggenes kam og viser at ryggformen er dannet ved erosjon. A section in the Bottum gravel pit (p. 24), looking NNE. The Bottum deposit (757 836) has a ridge form and is oriented c. NNE-SSW. The foreset beds continue on the other side of the crest of the ridge showing that the shape is a result of erosion.

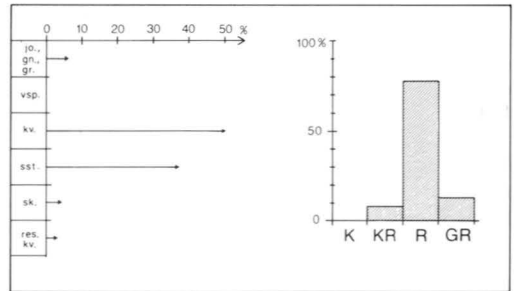


Fig. 23: Bergartsfordeling (til venstre) og rundingsgrad (til høyre) for grus- og steinpartikler fra Bottumavsetningen. Figuren viser et meget høyt innhold av kvartsitt (kv.) og en høy rundingsgrad. Rock-type percentages (left) and roundness (right) of gravel and stone particles from the Bottum deposit (see Fig. 22). The figure shows a very high content of quartzite ('kv.') and a high degree of roundness ('K' - angular, 'KR' - subrounded, 'R' - rounded, 'GR' - well rounded).

strøms. Omkring 50 % av grus- og steinmaterialet stammer fra *Jotundekket* (Bergersen, 1964:64).

Nærmere Mjøsa, hvor dalen vider seg ut, har breelvmaterialet større utbredelse og mektigheten er stedvis minst 5 m. Overflaten er over deler av avsetningen karakterisert av et lag av bresjøsedimenter (Bs) eller flomsedimenter som består av siltig finsand. Mektigheten varierer, men er oftest mindre enn 1 m. På nordsiden av Rinda, som munner ut i Vingrom, ligger den siltige sanden som et kontinuerlig teppe over de grovkornige massene. Bortsett fra terrassen ved Åmot, virker store deler av avsetningen å være dannet under iskanten.

Breelvfistene ved munningen av Bjørnstadelta (780 665) og Kalverudelta (805 640). Begge er dominert av grus nærmest elvedalen og sand utenfor. Begge avsetningene har sine rotpunkter 190–200 m o.h., og er trolig sublaterale dannelser. Den sørligste delen av avsetningen ved munningen av Kalverudelta strekker seg inn på kartblad Gjøvik (1816 I). Sveian (1979:27) omtaler avsetningen som *Huskelhusavsetningen*, som består av grus avsatt i regelmessige lag med fall mot Mjøsa. Opphavsmaterialet synes i hovedsak å være lokalt.

De største breelvasetningene i området mellom Lillehammer og Brøttum ligger ved *Bergsengelva* (805 705) og ved *Brøttum Sag* (840 650). I sistnevnte område stikker fjellgrunnen i dagen flere steder innen avsetningen, som likevel er minst 2 m mektig lokalt. Sand og grus er dominerende kornfraksjoner i begge avsetningene. Store lokale blokker karakteriserer overflaten på avsetningen ved *Bergsengelva*. Begge avsetningene antas å være dannet under iskanten.

Bottum-avsetningen (756 837). På V-siden av Lågen ligger en breelvavsetning som er godt skjermet av fjell i N og V. Formen på avsetningen ligner en drumlin rettet mot SSV. Materialet i avsetningen står i sterk kontrast til formen, et fenomen som for øvrig stadig går igjen i Gudbrandsdalen (Bergersen 1964). Avsetningen når opp til 165 m o.h. i nordlige del. Blokker er registrert på avsetningens høyereliggende deler (i N). Lett hellende lagning skrått nedstrøms inn mot vestre dalside er observert i en åpen skjæring (Fig. 22). Skrålagningen fortsetter forbi kammen på ryggen, og dette, ved siden av formen på avsetningen, gir et preg av erosjon som dominerende formdannende faktor. Grusmaterialet i avsetningen er nokså ensartet m.h.t. bergartsfordeling, og rundingsgraden på fraksjon 32–64 mm er høy (Fig. 23).

Rustaden-avsetningen (760 870). Lagningen i denne avsetningen faller i ytre deler relativt bratt (ca. 14°) sørover mot Lågen. Avsetningen ligger mellom 200 og 240 m o.h., og har en relativt flattliggende overflate som antas å være bestemt av, eller modellert til, et vannivå på ca. 220 m o.h. Mektigheten på massene er stedvis >10 m. Grus er den dominerende kornstørrelsen. Enkelte blokker (1–2 m³) finnes spredt i massene, og generelt er massene mer grovkornige mot overflaten (grus, stein). Avsetningen er akkumulert i lag som heller skrått ut fra dalsiden, og bergartsmaterialet er dominert av lokal skifrig sparagmitt. Jernutfellinger gir karakteristisk rødlig fargetoning på grusmaterialet. Rundingsgraden i grovgrusfraksjonen er lav, unntatt for enkelte Jotunbergarter som har en lang transporthistorie i breelver bak seg. Avsetningen minner om et delta, men det er ikke observert topplag.

Avsetningen N for Husemoen (766 885). Sand til middels grus dominerer. I sørvestre deler av avsetningen er materialet grovere og blokker ligger spredt utover overflaten. Nedenfor skytebanen er blokkfrekvensen høy. Blokker på 50–100 m³ er observert. Smeltevannsløp og grytehull er observert på overflaten av avsetningen. Grytehullene har en diameter på opptil 5–6 m i S og 10 m eller mer i N. Grytehullene og blokkene på overflaten tyder på en mulig dannelsesmåte under isen for sand- og grusmassene. Mektigheten av massene er minst 8–10 m i N, men kan være noe mindre i S. Lagningen er relativt flattliggende i sørlige deler. I nordlige deler er sand- og grusmassene avsatt fra et rotpunkt 260–270 m o.h. (764 892), i lag som har et markert fall mot N, dvs. motstrøms dagens dreneringsretning. Materialet i avsetningen er av lokal

opprinnelse, og er trolig et erosjonsprodukt fra de autoktone morenemassene lengre opp i dalsiden (jfr. side 11).

I et belte med vekslende bredde langs Lågen ved *Hunder*, ligger ei glasifluvial elveseng ca. 20 m over Lågens nivå. Fjellgrunnen stikker høyt opp i dagen flere steder og mektigheten av løsmassene veksler i takt med dette. Ved campingplassen (772 883) på *Hunder* består massene lokalt av ablasjonsmorene, som imidlertid er omgitt av grus på alle sider. Grusbeltet fortsetter nordover forbi *Hunder*.

Breelvavsetningen ved sørenden av Jemnefjorden (770 915) og ved *munningen av Mosåa* (*Måka*; 775 898) er tidligere beskrevet av Bergersen (1964). Brynsåene, som munner ut i Jemnefjorden 200–300 m nord for kartbladet, og Mosåa kommer ned dalsiden i store kløfter som ender bratt ca. 100 m over dalbunnen. Langs og nede i kløftene ligger lokalt morenemateriale som ved utløpet er modellert av åene til utydelige terrasser 250 m o.h. (Bergersen, 1964:45). Denne høyden tjener i dag som rotpunkt for åenes glasifluviale vifter. Mellom åene ligger det i dalbunnen en stor skogkledd løsmasseakkumulasjon, som såvidt kommer inn på kartbladet i N (776 916). Snitt i massene viser lagdelt, lokalt materiale, ofte med *N-lig fallkomponent*. Sorteringen veksler fra sorterte sand- og gruslag til blokkførende lag. Mektigheten er stedvis minst 20 m. Overflaten, som når 230 m o.h., er ujevn med hauger og grytehull.

Bergersen (1964:47) tolker avsetningen til å være et lokalt breelvmateriale sannsynligvis akkumulert under isen ut fra sidedalene. En meterdykk hud av langtransportert materiale, bl.a. med innslag av Jotunbergarter, dekker avsetningen. Dette dekket er tydeligst nærmest Lågen, og er beslektet med materiale i og særlig på *eskeren* som krysser Jemnefjorden i S (Fig. 24; 766 916 – 772 908 – 777 894). Eskeren er ikke gitt esker-symbol på kartet p.g.a. sterk overdekning av ablasjonsmateriale.

Øvre dalsider og viddenivå

Av breelvavsetninger finnes det noen spredte store samt en rekke små forekomster i øvre del av dalsidene og i viddenivå. *Eskere og korte slukåser* er representert flere steder innen kartområdet. De 50–60 kartlagte eskerne varierer i lengde fra ca. 70–80 m til mer enn 1,5 km. Noen ligger høyt i dalsiden, nesten opp mot viddenivå, og tilnærmet parallelt med høydekotene (f.eks. 726 780 og 855 740). Andre stuper ned skråningen mer eller mindre tvers på kotene (f.eks.

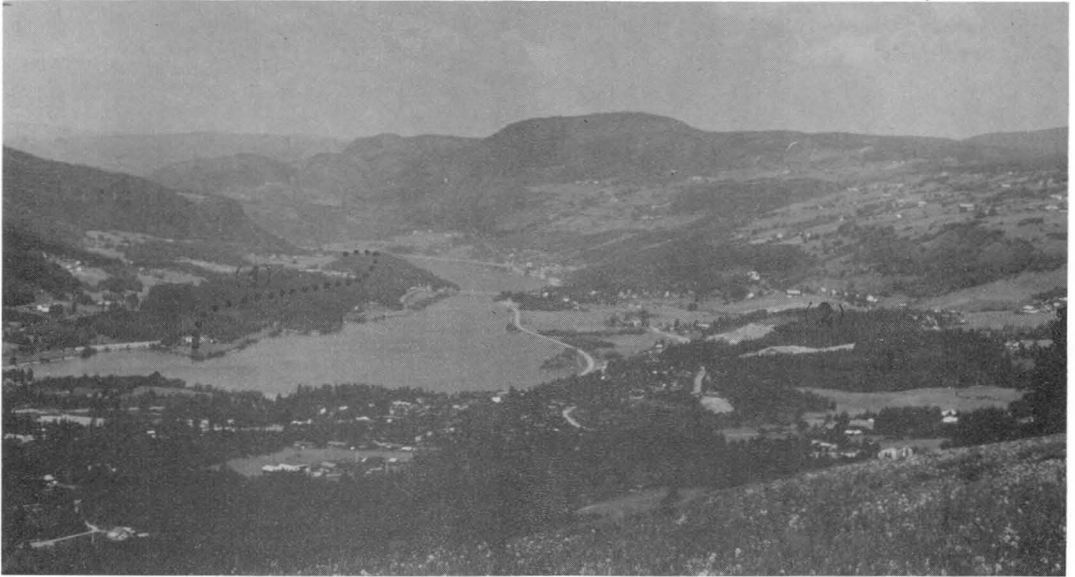


Fig. 24: Bildet viser en skogkledd esker (1) som krysser 'Jemnefjorden' (767 916) i S. Utsikt mot NNV. Ryggen er ikke markert med eskersymbol på kartet fordi den er sterkt utflatet og overdekt av ablasjonsmateriale. Sonen er likevel markert med fargen for breelvmateriale. Viftene utenfor Brynsåene (2, 3) like nord for kartbladet, ble avsatt oppover dalen mot dagens dreneringsretning. Piler markerer avsetningsretning.

Photo showing a wooded esker (1) crossing 'Jemnefjorden' (767 916) in the S. View towards NNV. The ridge is not indicated as an esker on the map (Pl. 1: 772 909 to 777 895) because of a thick cover of ablation material; however, the colour for glaciofluvial material has been used. The fans outside the rivers 'Brynsåene' (2, 3) just north of the map sheet were deposited northwards which is the opposite of the natural drainage direction. Arrows indicate direction of deposition.

802 808 og 749 767). Utstrekningen av eskerryggene viser at i enkelte perioder må smeltevannet ha fulgt et forløp under isen, rettet forholdsvis parallelt med høydekotene, og har da bare sakte senket seg ned mot Mjøsdalen. I andre perioder har smeltevannet fulgt raskeste veien under isen nesten rett ned dalsidene.

De største eskerryggene ligger i dalsiden Ø for Hunder (800 905), i forfjellsområdet N og NV for Lismarka (855 749 og 877 727), i dalsiden N for Nord- og Sør-Mesna (892 778 og 919 754), og i høyfjellsområdet N for Mellsjøen (900 878).

Ryggene i *eskersystemet Ø for Hunder* (804 907) kan følges mer eller mindre sammenhengende fra ca. 840 m o.h. ned til ca. 670 m o.h. Ryggsystemet har en gjennomsnittlig retningskomponent skrått ned dalsiden mot VNV. Rester etter slukåser finnes nedenfor, ca. 580 m o.h. og 420 m o.h. Materialet i eskerryggene er vesentlig grus med partier som er dominert av sand. Ryggene varierer i størrelse, men kan stedvis være minst 5–6 m høye.

Fra *Botshaugtjernet* (879 738) kan en sone med smeltevannavsatte masser følges usammenhengende sørover mot Lismarka. Flere hundre meter

lange rygger (*eskere*), haugformer (*kames*) opptil 3 m høye og med diameter opptil 60 m, samt grytehull med diameter opptil 10 m inngår i dette terrenget. Massene er dominert av sand og grus, men inneholder en god del blokk og stein. I eskerne er sorteringen stedvis god til forskjell fra de øvrige massene i sonen.

En esker NV for Lismarka kan følges noenlunde sammenhengende drøye 1,5 km, medregnet et forgreinet startområde i NV. Grovkornete masser synes å dominere i eskeren, men ei grein av eskeren i NV (851 741) er dominert av sand. Ryggen er stedvis minst 4–5 m høy.

Eskerne, av typen slukåser, som slynger seg ned dalsiden N for Nord-Mesna, er tidligere kartlagt av Østeraas (1972). Blokker av ablasjonsmateriale finnes stedvis på og i eskernes overflate. Ryggene er stedvis minst 3–4 m høye. Den sørlige del av en av ryggene (897 771) er i dag fjernet ved bakkeplanering.

De tre eskerne i det glasifluviale draget som starter SØ for Langmyråsen (914 782) og ender ned mot Sør-Mesna, er trolig dannet i et sammenhengende dreneringssystem som bare noen steder har nådd bakken under isen. Et slikt forløp gjelder

trolig for de fleste usammenhengende eskersystemer. Der hvor smeltevannet ikke har nådd bakken, er det medtransporterte materialet ført videre i isen.

Kornsammensetningen i eskerne langs *Tyria* (915 775) veksler fra sand til stein. I ryggformen ned mot *Sør-Mesna* er massene dominert av grus i undre deler og sand i øvre deler. Høyden på ryggene varierer, men kan stedvis være minst 4–5 m. Massene i de vifteformete avsetningene som eskerne krysser, veksler også fra sand til stein. Stedvis er det blokker og usorterte masser (ablasjonsmateriale) i og på overflaten.

Den største eskeren N for Mellsjøen (900 877) er mer enn 1 km lang, har en høyde på opptil 6–7 m og antas å være dominert av sandig grus. Flere av ryggene som bare er markert med åpen ringkjede på kartet (f.eks. 902 880, 906 880 og 912 872) kan være rester etter eskere. Overflaten på disse ryggene er ofte sterkt dominert av ablasjonsmorene som skjuler effektivt eventuelle sorterte masser under.

Sandstulen kame-terrasse. Breelavsetningen ved Sandstulen (805 885) er terrassert ca. 810–820 m o.h. Avsetningen er dannet dels ved iskanten (*kame-terrasse*), og dels under isen. Mens massene i N er dominert av grus, har sedimentasjonen i den sørlige delen vært rolig i nærmest stillestående vann (*bresjø*), og massene består av lagdelt finsand og silt.

Av andre sorterte avsetninger som kan knyttes direkte til en iskantsituasjon, nevnes viften ved stigningen til *Slåsvaterfjellet* (820 885) og den *kame-terrasse-lignende avsetningen S for Nevelryggen* (858 855).

Den aller nordligste delen av *den breelvpregete sonen N for Sør-Mesna* (917 780) er avsatt i en bresjø ved eller like under iskanten (*lateralt-sublateralt*).

Smeltevannet fra de nedsmeltende ismassene i forfjellsområdet N for Lillehammer, fordelte seg etterhvert på de sentrale dreneringsveiene mot Mjøsassenget, dvs. langs Bæla og Skurva. Eskeren langs Bæla (786 819) representerer akkumulasjonen i denne fasen.

Glasiuvialt materiale i høydeområdene er ellers i kartområdet ofte nært knyttet til ablasjonspreget terreng, og derfor vanskelig å adskille fra selve ablasjonsmaterialet.

Bresjøavsetninger (*glasilakustrine avsetninger*)

Bresjøavsetninger er definert og omtalt generelt på side 6.

Rindas delta (side 23) er på nordsiden av dalen (770 694) dekket av en metertykk hud av bresjøsedimenter dominert av siltig sand. Lagdelingen er oftest tilnærmet horisontal, men sjelden særlig markert. Sedimenter av samme type fortsetter på østsiden av *Mjøsdalen*, og kan der følges fra Skog i N (790 702) til Brøttum Sag i S. Akkumulasjonen har en uregelmessig bølgende overflateform. De høyestliggende partier når ca. 200 m o.h. flere steder langs den NV–SØ-rettete, 7–9 km lange sonen. Lokalt kan mektigheten av sandteppet være minst 8–10 m (811 671, 806 668), men 2–3 m er en mer sannsynlig gjennomsnittlig mektighet for massene. Sanden er avsatt ut fra Saksumdal (726 714) og fra N–NV. Den er trolig et resultat av tapningen av bresjøer i V. Gausdal og Gudbrandsdalen (jfr. Garnes & Bergersen 1980). Sedimentene ble avsatt opp til et nivå (ca. 200 m o.h.) som trolig ble styrt av gjenværende isrester i *Mjøsa N for Moelv* (Olsen, in prep.).

Under *Jørstadmoen* (side 18; 750 808) og *Hovemoen* (760 790) ligger store mektigheter med finstoffrike avsetninger. Sedimentene er trolig dominert av silt og finsand. I tillegg til snittobservasjoner bekreftes dette av de seismiske hastigheter som er målt i disse sedimentene (Fig. 20). Dersom disse hastighetene er riktige for hele sedimentpakken, vitner profilene om mektigheter på opptil 100 m under *Hovemoen* (Hillestad 1971) og 90–100 m under *Jørstadmoen*. Mektigheten av sedimentene er størst i overfordypningen i fjellgrunnen ved munningen av Ø. Gausdal. Denne strekker seg fra ca. 800 m SØ for Fåberg kirke til langt under *Hovemoen* i SØ. Sedimentene strekker seg opp til 128 m o.h. omlag 500 m S for *Prestegården* i Fåberg (731 816), og til 124 m o.h. ved *Lågens bredd* (755 807; Fig. 20). Overflaten på sedimentene er mer uregelmessig under *Hovemoen*. Østmo (1972) har tegnet et kotekart for grensen finmateriale – grovmateriale på *Hovemoen*. Av dette kartet går det fram at grensen hever seg i takt med terrenget. Sjøktgrensen mellom grovt og fint materiale senker seg gradvis ut mot *Lågens bredd* i NV og V og har der en høyde på mindre enn 120 m o.h., dvs. godt under *Lågens nivå*. I sør senker grensen seg brått ned til og under *Lågens nivå*.

Silten under vifta ved munningen av *Skvalabekken* (side 21) når opp til 135–138 m o.h. Silten veksler med lag av sand med enkelte grovgruspartikler.

Mineralanalyser av prøver fra sedimentene under Jørstadmoen, under Hovemoen og under Skvalabekken-vifta, viser likhetspunkter, men ingen klare indikasjoner på om de undersøkte sedimentene tilhører samme avsetning (Olsen 1983d).

Øvre deler av disse sedimentene kan tilhøre isavsmeltingstiden ved slutten av siste nedisingsperiode. Dette gjelder spesielt sedimentene under Hovemoens østlige deler (Olsen 1979; Nålsund 1981) og under Skvalabekken-vifta. Mektighetene på sedimentene under Jørstadmoen og under sentrale deler av Hovemoen, gjør at det er vanskeligere å tro at disse i sin helhet stammer fra siste isavsmeltingsperiode. Det er like rimelig å anta at store deler av de nevnte sedimentene representerer interstadiale avsetninger, dvs. masser som er avsatt i en periode da ismassene var smeltet langt tilbake i innlandet før siste nedising.

Det bør imidlertid her føyes til at dersom det forekommer lavhastighetssoner (grovkornige lag) nede i sedimentene, kan mektighetene som er antydnet for sedimentene være for store. Bare boringer kan gi sikre informasjon om dette.

Elve- og bekkeavsetninger (fluviale avsetninger)

Disse avsetningene er definert og omtalt generelt på side 6 og 7.

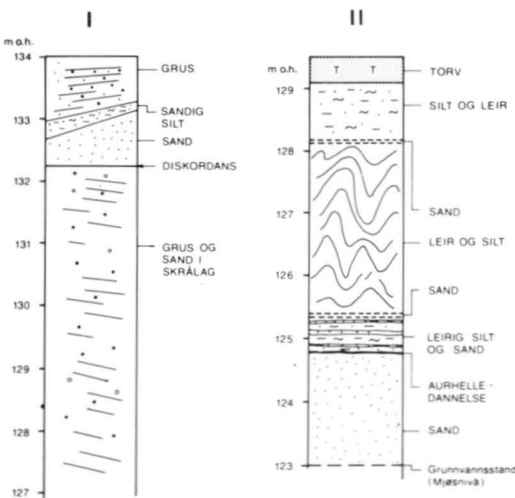


Fig. 25: To profiler gjennom Vingnes-sedimentene. For lokalisering: se Fig. 26.

Two profiles through the Vingnes sediments. For location, see Fig. 26. From top to bottom the sequences are: I - gravel, sandy silt, sand, discordance, gravel and sand in foreset beds; II - peat, silt and clay, sand, clayey silt and sand, iron pan, sand, and groundwater level.

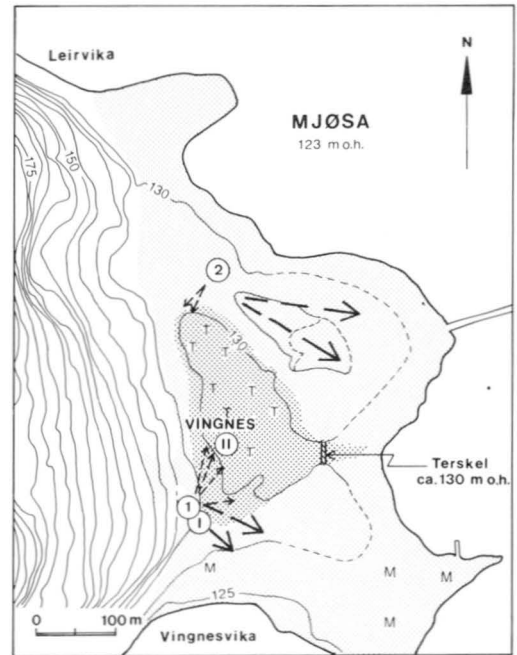


Fig. 26: Vingnes. To vifter (I & II) hviler på en ufullstendig utbygd randås. Randåsen er bygd ut i vifteformer (store piler), og utgjør mesteparten av Vingnes. M: morenepreget overflatemateriale. Lokalisering av profilene i Fig. 25 er markert med romertall I og II. De finkornige forstyrrede Vingnessedimentene er indikert med tett prikkrastrer.

Vingnes, the headland facing Lillehammer. Two fans (I & II) overlie an incompletely formed marginal deposit consisting of glaciofluvial material. The marginal deposit is formed as fans (large arrows), and it constitutes the greater part of Vingnes. M: till-like superficial material. The location of the profiles in Fig. 25 is indicated by the Roman numerals I and II, and the location of the fine-grained disturbed Vingnes sediments is indicated by grey shading. These sediments are older than 8,100–8,200 yrs. since lake Mjøsa had sunk below the threshold at c. 130 m a.s.l. before this time.

Vingnes-sedimentene (sub-recente): I en forsenkning på sentrale deler av Vingnes-vifta (side 22) ligger Vingnes-sedimentene (Olsen 1979). Underst ligger mer enn 1 m sortert, strukturløs sand som ble vasket inn i bassenget etter at Vingnes hadde smeltet fri av ismassene. Mjøsnivået var da ca. 150 m o.h. (Olsen 1979). Over sanden følger en opptil 4,5 m mektig silt-leir sekvens (Fig. 25) avsatt under relativt brenære forhold. Mjøsnivået sank i denne perioden fra ca. 150 m o.h. til ca. 130–133 m o.h. Mot slutten av silt-leir sedimentasjonsfasen ble det avsatt to små vifter av grus og sand inn mot det lille bassenget (Fig. 26). Mjøsnivået var da ca. 134 m o.h.

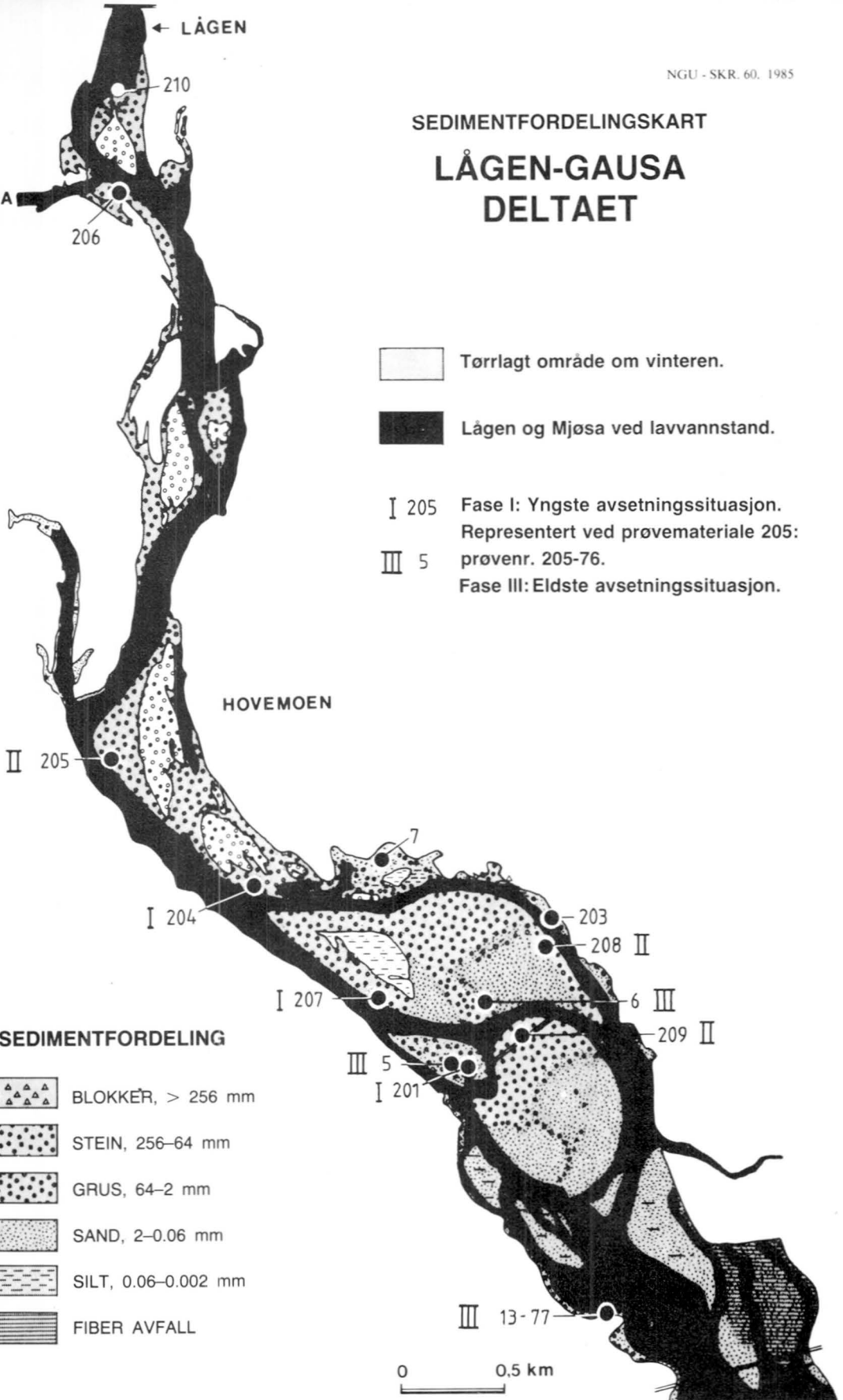
Etter at Mjøsnivået sank under terskelhøyden for det lille bassenget, ca. 130 m o.h. (Fig. 26), ble

SEDIMENTFORDELINGSKART

LÅGEN-GAUSA
DELTAET

GAUSA

← LÅGEN



□ Tørrlagt område om vinteren.

■ Lågen og Mjøsa ved lavvannstand.

I 205 Fase I: Yngste avsetningssituasjon.
Representert ved prøvemateriale 205:
prøvenr. 205-76.

III 5 Fase III: Eldste avsetningssituasjon.

HOVEMOEN

SEDIMENTFORDELING

- ▲ BLOKKER, > 256 mm
- STEIN, 256-64 mm
- GRUS, 64-2 mm
- SAND, 2-0.06 mm
- SILT, 0.06-0.002 mm
- ▬ FIBER AVFALL

0 0,5 km

det myrdannelse i bassenget, med liten organisk og ingen minerogen tilførsel. Pollen-innholdet i toppen av silt-leir sekvensen og i bunnen av torva indikerer at Mjøsnivået sank under 130 m o.h. i N for 8 100 – 8 200 år før nåtid (Olsen 1979).

Lågen-Gausa deltaet (subrecent-recent): Lågen-Gausa deltaet er tidligere beskrevet av Bergersen et al. (1977). Fordelingen av sedimentene på deltaets overflate viser en normal gradering med avtakende kornstørrelse nedstrøms (Fig. 27). Fra isavsmeltingen og fram til i dag er det Gausa som har tilført deltaet mest. Gjennom hele Gausdal har Gausa lett tilgang på så mye materiale den kan greie å frakte til Mjøsa (Bergersen, 1975:6). Gausa-materialet i prøver som avspeiler trinnvis yngre avsetningssituasjoner (Fig. 27) er beregnet til henholdsvis 96–100 %, 54–79 % og 43–46 % (Olsen 1979, 1983d). Dette viser at mens det tidligere sannsynligvis var en klar dominans av grovt materiale tilført deltaet fra Gausa, er det i yngre perioder gått nedover med denne dominansen. Den yngste situasjonen representert ved prøvematerialet tyder på at >50 % av grovt materiale tilført deltaet kommer fra Lågens erosjonsområde. Noe tilsvarende mener Bergersen et al. (1977:31) der de sier at: "En stor del av massene fra Gausa vil normalt legge seg langs vestre bredd p.g.a. den betydelige større vannføringen i Lågen, og det vil derfor være en tendens til at hovedløpet presses østover." Dette gjelder for området ved Gausas samløp med Lågen.

Finmaterialet er verre å antyde noe om. Få analyser fra dette materialet foreligger i dag, men her er det grunn til å anta at Gausa har bevart sin dominans av materialtilførsel til deltaet helt opp mot våre dager. De mange lokale sedimentasjonsbasseng i Gudbrandsdalen disfavoriserer Lågen som tilførselsvei for materiale til Lågen-Gausa deltaet. Gausa passerer ikke noen sedimentasjonsfeller fra Kalstaddalen til samløpet med Lågen. Bekker og små side-elver til hovedelvene har få eller ingen klare avsetninger i det området som behandles i dette avsnittet. Materialet som føres med bekkene og side-elvene blir hovedsakelig fjernet av Gausa og Lågen etter-



Fig. 28: Bildet viser et blokkfelt som er dannet ved frostforvitring av fjellgrunnen. Beliggenhet: UTM 835 858 (Pl. 1).
Photo of a block field formed by the action of frost weathering of the bedrock. Location: UTM 835 858 (Pl. 1).

hvert som det når fram til disse. Avsetningene til bekkene og sideelvene er følgelig representert som en del av massene i Lågen-Gausa deltaet.

Bekker og side-elver finnes også i området fra Kastrud – Hovemoen i N til Vingnes i S. Disse tilfører deltaet materiale (i hovedsak finmateriale) direkte og kan således bidra til lokale variasjoner i materialinnholdet.

Ur (talus)

Bratte, åpne fjellsider dekker små arealer innen kartbladet. Ur er derfor lite utbredt. Mest fram-tredende er denne jordarten ved foten av fjellsiden V og N for Hunder (763 896).

Forvittringsmateriale

Den oppsprukne grovkornige Brøttumsandsteinen er meget utsatt for frostsprengning. Derfor har frostaktiviteten i fjellområdene ført til at betydelige arealer er dekket av frostsprengte steiner og blokker. Disse opptreer noen steder i ansamlinger som blokkhav (840 858, og Fig. 28). De forekommer også i steinstriper (830 872) og polygoner (838 851). Frostpåvirkningen av den skifrige berggrunnen Ø for Hunder (778 898) har gitt en betydelig produksjon av forvittringsjord. Mek-

Fig. 27: Kornstørrelser i overflaten av Lågen-Gausa deltaet. Kartet viser en normal gradering nedstrøms. Prøvene 210 og 206 representerer materialet i hhv. Lågen og Gausa. Tre avsetningsfaser er skilt ut ved prøvematerialet. Prøvene 7 og 203 representerer materiale som trolig bare er omlagret fra Hovemoens masser. Prøvenr. refererer til Olsen (1983d).

Grain-sizes of the superficial material in the Lågen-Gausa delta. The map shows a normal downstream gradation. The samples 210 and 206 represent the material in Lågen and Gausa, respectively. Three depositional events are separated based on the samples. Phase I dealing with the youngest and phase III the oldest depositional event. Samples 7 and 203 probably represent redeposited sediments from Hovemoen, the large deltaic esker (Pl. 1; 765 790) which formed by extensive subglacial drainage through Gudbrandsdalen during later parts of the deglaciation. Sample nos. referring to Olsen (1983d).

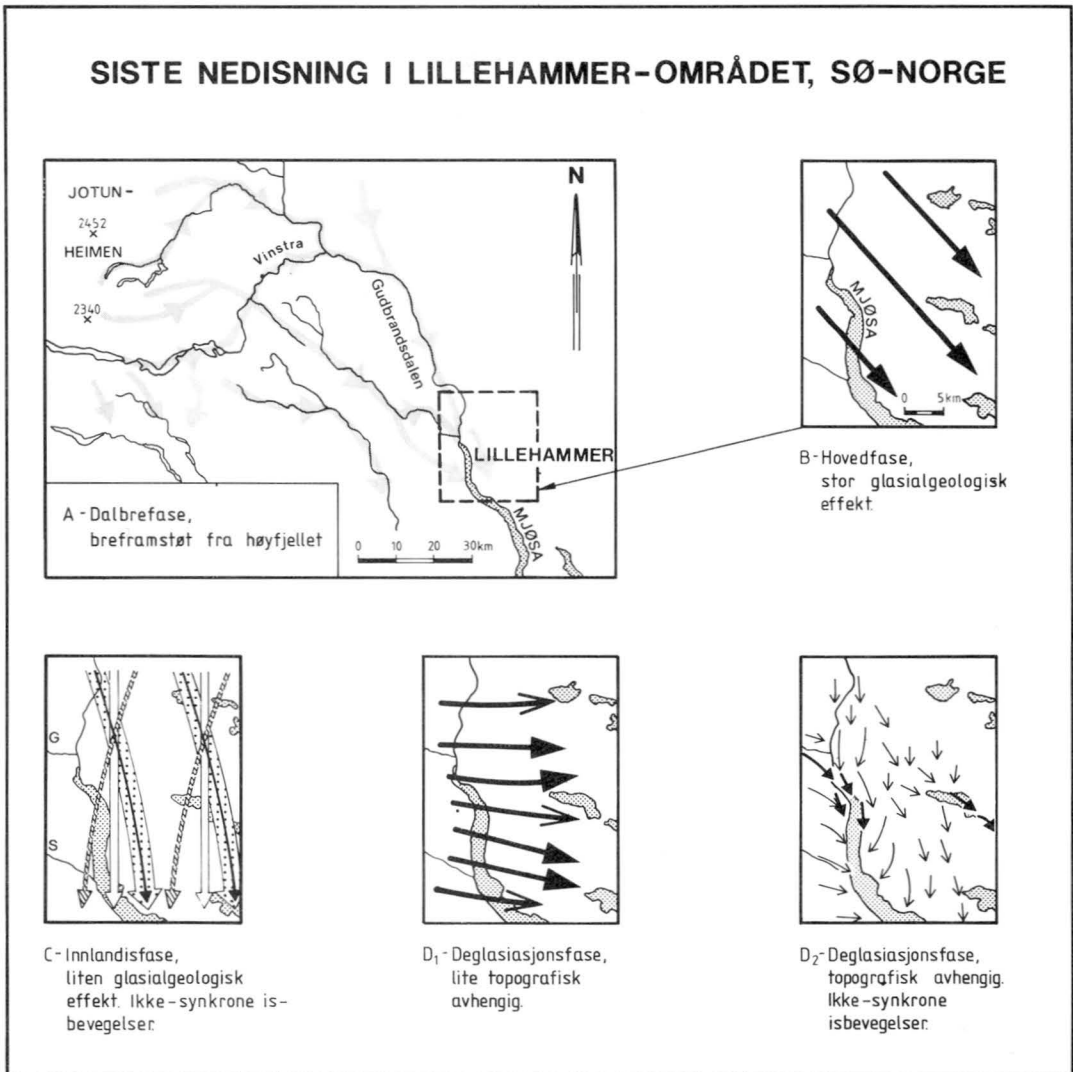


Fig. 29: Hovedisbevegelser under siste nedisning, Lillehammer, SØ-Norge. Dalbrefasen (A) vesentlig etter Garnes & Bergersen (1980). Etter Olsen (1983b). Pilene for fase C markerer successive isbevegelser der både eldste og yngste retning går mot SSØ. G = Gausdal (-dal = valley). S = Saksumdal. Fylte piler (D₁ og D₂) markerer kraftigere bevegelser.

Main ice movements during the last glaciation in the Lillehammer area, southeastern Norway. Valley glacier phase, A, mainly according to Garnes & Bergersen (1980). Arrows indicate both an initial and a final ice movement direction towards SSE during phase C. Filled arrows (D₁ and D₂) indicate stronger movements. Phase A: Valley glaciers moving out from the mountains. Phase B: Major ice phase with strong glacial-geological influence. Phase C: Inland ice phase, little glacial-geological influence, arrows showing non-synchronous movements directed southwards. Phase D₁: Deglaciation period, initial phase. Minor topographical dependence. Phase D₂: Deglaciation period, last phase, arrows showing non-synchronous topographically dependent movements. After Olsen (1983b).

tigheten av jordarten er likevel sjelden mer enn 0,5 m.

Gammel forvittringsjord er som oftest tatt opp i morenen og spredt utover et stort område. Noen steder har omlagringen og transporten i morenen likevel vært såpass liten at forvittringsmaterialet

lett kan gjenkjennes. Som eksempel nevnes at morenen ved Øverlia (886 735) har rød farge p.g.a. et betydelig innhold av forvittringsmateriale.



Fig. 30: Flyttblokk av Bygdinkonglomerat. Beliggenhet: UTM 737 733 (Pl. 1). Minimum transportavstand fra der hvor bergarten står i fast fjell i V-VNV er ca. 55–60 km.
Erratic boulder of Bygdin conglomerate. Location: UTM 737 733 (Pl. 1). Minimum transport distance from the provenance area in the W-WNW is c. 55–60 km.



Fig. 31: Flyttblokk av gabbrokonglomerat. Beliggenhet: Brattbergsætra, 739 648. Min. transportavstand fra kildeområdet i V-NV er ca. 35–50 km.
Erratic boulder of Gabbro conglomerate. Location: 'Brattbergsætra', 739 648. Minimum distance from the provenance area in the W-NW is c. 35–50 km.

Torv- og myrdannelser (organisk materiale)

Torv- og myrdannelser finnes i terrengforsenkninger over hele kartbladet der stillestående vannansamlinger kan finnes. Jordarten ligger for det meste oppå tette løsmasser der overflatevannet vanskelig renner vekk, og der hvor grunnvannspeilet ligger i dagen. De større myrene er ofte dypere enn 3 m. Bare unntaksvis er grove anslag av myrdybder tatt med på kartet (f.eks. 816 809 og 905 837).

Fyllmasser

Eksempler på denne typen løsmasser er steintipene langs jernbanelinja S for Berg (767 868) og fyllmassene ved Mesna Kartonfabrikk (783 767).

Bart fjell

Bart fjell er ofte knyttet til usammenhengende eller tynt morenedekke (Fig. 5). Dette er vanlig å finne på høydedrag som f.eks. N for Vardehøgda

(774 820), og i områder der smeltevannaktiviteten har vært stor, som f.eks. langs Lågen (760 852).

Hovedtrekk ved områdets dominerende jordarter

Finstoffrik bunnmorene (Fig. 6 a & b) med mye langtransportert (alloktont) materiale, samt store breelvausetninger (sand- og grusausetninger) dominerer jordartsbildet i nedre del av dalsidene og i dalbunnen. Den alloktone morenen (Hundermorenen og Jørstadmoreden, jfr. side 11) er viet spesiell oppmerksomhet i beskrivelsen. Viktige karakteristika for Jørstadmoreden er f.eks. gråblå farge, meget hardt pakket, høyt finstoffinnhold (>10 % leir), stor mektighet (ofte minst 10–20 m), karbonatholdig, og stratigrafisk posisjon alltid under 1–2 yngre morenelag uten mellomliggende sorterte sedimenter. Disse egenskapene har ved siden av bergartsfordeling, rounding på grus- og steinpartikler, samt steinorienteringer, gjort det mulig å følge Jørstadmoreden på en

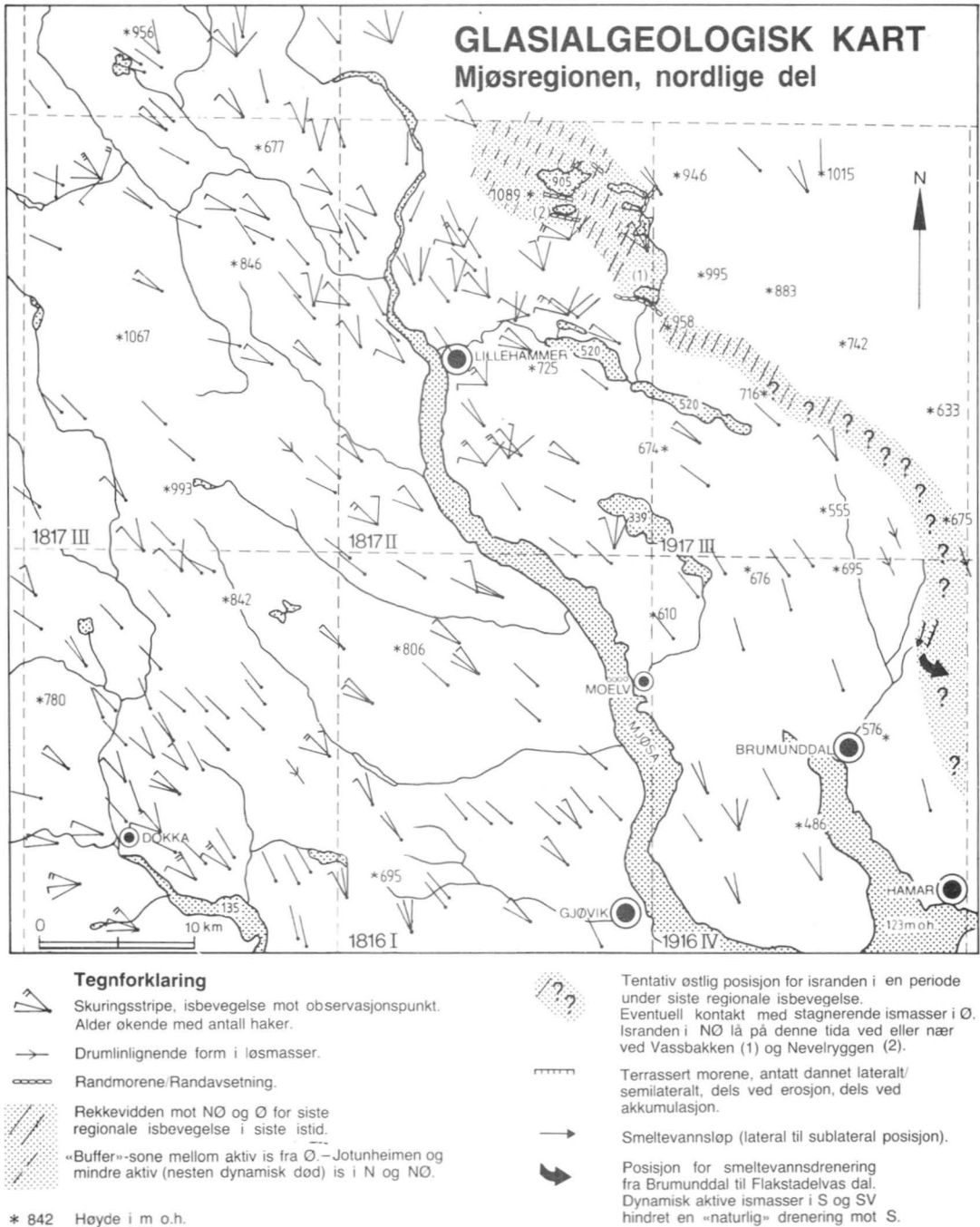


Fig. 32: Israndens beliggenhet regionalt under Nevelryggen–Vassbakken stadiet, samt regionale iskuringsobservasjoner. Skuring etter regionale isbevegelser mot Ø–ØSØ, som knyttes til Nevelryggen–Vassbakken stadiet i Lillehammerområdet, er ikke påvist innen kartblad Åsmarka (1917 III; Østeraas 1982) og Hamar (1916 IV; Rye 1979). Denne isbevegelsen kan derfor ha vært rettet mot SØ–SSØ i disse områdene.

Regional position of the ice margin during the Nevelryggen–Vassbakken stage, and regionally distributed striae measurements. The M711-maps in the scale 1:50,000 are indicated with broken lines. Striation from regional ice movements to the E–ESE, corresponding with the Nevelryggen–Vassbakken stage in the Lillehammer area, are not found in Åsmarka (1917 III) and Hamar (1916 IV) areas (Østeraas 1982; Rye 1979). This ice movements may therefore have been directed to the SE–SSE in these areas.



Fig. 33: Del av randmorene NØ for Reinsvatnet (UTM 889 884). Fotoretning mot Mellsjøen, i SØ. Alderen på ryggen er trolig omlag 9 500 år.

Part of the marginal moraine NE of 'Reinsvatnet' (UTM 889 884). 'Mellsjøen' in the background. The age of the ridge is probably about 9,500 yrs.



Fig. 34: Del av løsmasserygg Ø for Mellsjøen (UTM 921 868). Ryggen er tolket som en randmorene, men kan være en morenepålagret esker. Fotoretning mot S.

Part of a ridge in superficial deposits east of 'Mellsjøen' (UTM 921 868). The ridge is interpreted as a marginal moraine, but may possibly be a till-covered esker. The photo is taken looking towards the south.

rekke lokaliteter i Ø. Gausdal (Olsen 1979) og i Lillehammertraktene (Fig. 10). Mammutbeinet som i midten av 50-årene ble funnet i Søre-Ål (Heintz 1962) lå trolig i undre deler av denne morenen (Olsen 1979). To ^{14}C -dateringer av beinet ga begge aldre på ca. 45–46 000 år før nåtid (Heintz 1974). Bergersen & Garnes (1971) mener at beinet har tilhørt en mammut som levde under en isfri periode før siste nedising. De kaller perioden for *Gudbrandsdalen Interstadial*. Jørstadmorænen tilhører derfor siste nedising.

En lignende morenetype er registrert en rekke steder i innlandet både i Norge, Sverige, Finland og på Kola-halvøya (Lundqvist 1973, 1981; Eriksson 1983). I Norge er navn som blåmorene, blåleire, Mjøsleire, Randsfjordleire m.m., benyttet om denne spesielle morenetyper (Låg 1948; Follestad 1977; Sveian 1979; og Aa 1983). I Brumunddalen har Helle (1978) kartlagt en morene av denne typen regionalt. Denne morenen kan være av samme alder som Jørstadmorænen (Olsen 1979, og in. prep.). Helle har også funnet en morene av denne typen *under* organiske sedimenter fra *Brumunddalen Interstadial* (Helle et al. 1981). Det ser derfor ut til at denne spesielle morenetyper med sin karakteristiske mørke, blågrå farge har parallelle dannelser fra mer enn én nedising.

Breelv- og elveavsetninger finnes i størst mengde ved samløpet mellom Gausdal og Gudbrandsdal, ved munningen av Saksumdal i Mjøsa, og ved Hunder i Gudbrandsdal. Steintelling (og dels rundingsanalyser) viser karakteris-

tiske forskjeller i materiale transportert gjennom:

- a) *Gudbrandsdalen*
 - Lavt innhold (<10–15 %) av Jotunbergarter, granitter og gneiser, samt Valdressparagmitt (Fig. 4).
 - Kvartsitt/sandstein-forholdet ligger som oftest i området 1:2 til 3:2.
 - Høy partikkelrunding.
- b) *V. Gausdal - Kalstaddal - Ø. Gausdal og V. Gausdal - Auggedal - Saksumdal* (Fig. 35)
 - Høyt innhold av Jotunbergarter, granitter og gneiser, samt Valdressparagmitt (tilsammen ofte 30–50 % eller mer).
 - Høy partikkelrunding.
- c) *Ø. Gausdal*
 - Høyt innhold av skifer (ofte 15–20 % eller mer).
 - Kvartsitt/sandstein-forholdet som oftest <1:2.
 - Lav partikkelrunding.

I øvre deler av dalsidene og i viddenivåene dominerer sandige bunnmorener og ablasjonsmorene i overflaten av løsmassedeckket (Fig. 7 a & b). Bergartsinnholdet i grusfraksjonen i disse jordartene viser en generell lokal (*autokton*) dominans (Fig. 13 A & B). Det langtransporterte materialet (Fig. 13 C & D) er tilført fra sektoren N–NV i kartområdets nordlige del og lokal i dets sørøstlige del. I de øvrige deler av kartområdet er det *alloktone* materialet i hovedsak tilført fra V–NV.

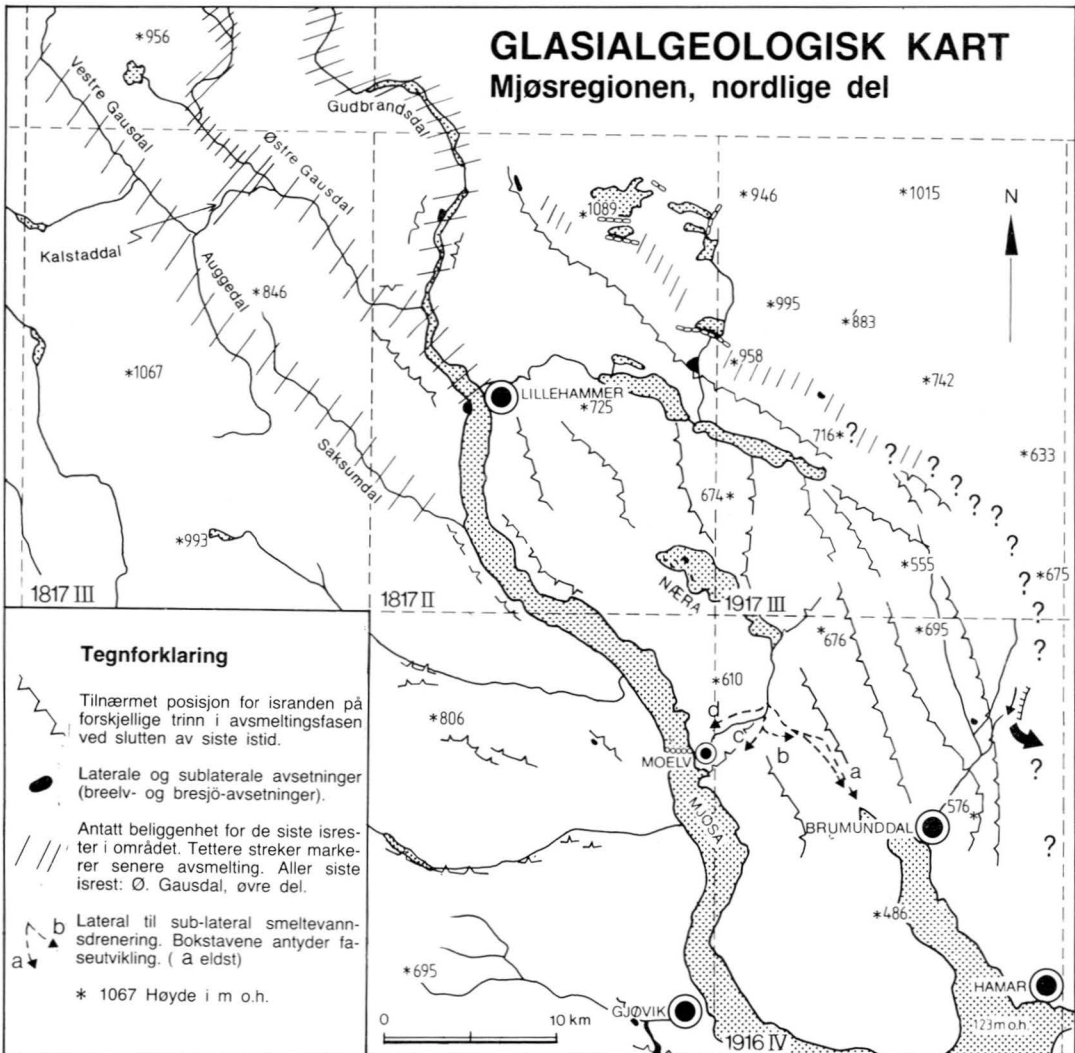


Fig. 35: Tilnærmet posisjon for isranden i forskjellige stadier under isavsmeltingen. Innlandsisen skruppet etterhvert inn til bretunger i hoveddalen Mjøsdalen–Gausdal og Gudbrandsdalen (som indikert). Kartgrunnlag og delvis innhold som i Fig. 32. Dreneringsfaser ved Moelv etter Helle (1978).

Approximate position of the ice margin at different stages of deglaciation. The inland ice was gradually reduced to ice lobes in the main valleys Mjøsdalen–Gausdalen and Gudbrandsdalen (as indicated). Base map and partly signature as in Fig. 32. Drainage phases (a–d) near Moelv after Helle (1978).

Kvartærgeologisk utvikling

Isbevegelser

Siste nedising startet med dalbreer fra fjellkjeden i V og NV (fase A; Fig. 29). Isen bygget seg deretter opp til en innlandsis av 2–3 km tykkelse. Bevegelsen var først rettet mot SØ (fase B). Jørstadmorenen (side 11 og Fig. 12) ble avsatt i denne fasen (Olsen 1979). Deretter dreide isbevegelsen mot SSØ, dernest S (lokalt SSV) og til slutt igjen

mot SSØ (Olsen 1983b). Disse bevegelsene kjennetegner fase C da isdelersonen lå omtrent Ø–V over Vinstra i Gudbrandsdalen (Garnes & Bergersen 1980). Under fase C hadde siste nedising sin maksimale utbredelse. Hundermorenen ble avsatt. Dens yngre deler ble avsatt mot slutten av fasen, som varte helt til Preboreal tid. Fase C ble avløst av deglasiasjonsfase D₁ som kjennetegnes ved en regional isbevegelse fra Ø.-Jotunheimen (Fig. 29, 30, 31 & 15). Denne

bevegelsen er også registrert N for Randsfjorden (Olsen 1979; Aa 1983) og innen kartblad Gjøvik V for Mjøsa (Sveian 1979). I nedre del av Brumunddal har Helle (1978) funnet en ung morene som trolig er avsatt fra VNV. Morenen overlager breelv materiale, og kan være avsatt under fase D₁. I de øvrige undersøkelser fra området Ø for Mjøsa (bl.a. Follestad 1973, 1974; Rye 1979; Østeraas 1982; Haldorsen 1982; og Bargel 1983) er ikke den unge regionale isbevegelsen fra Ø-Jotunheimen registrert. Rekkevidden for denne bevegelsen har derfor trolig ikke nådd mye lengre østover enn det som er antydnet i Fig. 32 (se også Fig. 33 og 34).

Deglasiationsfasens siste del, fase D₂, er karakterisert av isbevegelser som fulgte topografien mens isen raskt smeltet ned.

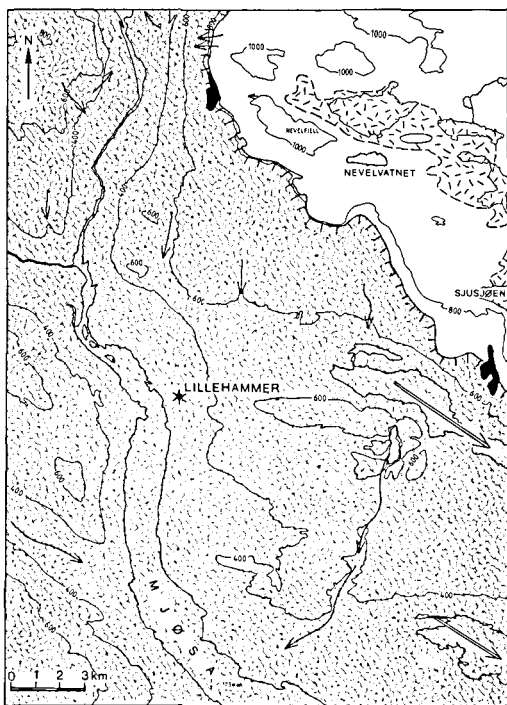


Fig. 36: Isavsmeltingsfase D₂-I. Store deler av høyfjellsområdet ble isfritt (uten raster) i denne fasen. Laterale og sublaterale avsetninger er markert som svarte felter. Eksempler på smeltevatnets dreneringsretninger er anvist med piler. Hoveddreneringsveien under isen langs Gudbrandsdalen-Mjøsdalen kan være etablert alt i denne fasen.

Deglaciation phase D₂-I. Large parts of the mountain area in the NE became ice-free (no-shading) during this phase. Lateral and sublateral deposits are indicated in black. Examples of directions of the melt-water drainage are indicated by arrows. The main subglacial drainage route along the Gudbrandsdalen-Mjøsa 'channel' may have come into existence during this phase.

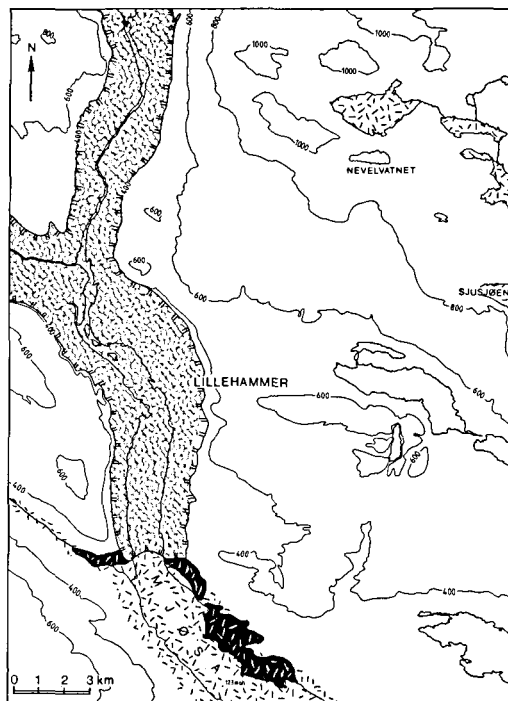


Fig. 37: Isavsmeltingsfase D₂-II. Videområdene var avsmeltet, og isen i oppløsning opp til Vingrom (åpent raster med korte streker). Sublaterale silt-sand avsetninger (svarte felt) ble avsatt ut fra Saksumdal og fra N-NV, trolig under tapningen av bresjøer i V. Gausdal og Gudbrandsdalen. Disse avsetningene når opp til ca. 200 m o.h.

Deglaciation phase D₂-II. The high plateau areas were deglaciated, and the glacier ice was more or less broken up south of Vingrom (Pl. 1, 780 687). The latter is indicated by the less dense shading along the 'Mjøsa'. Sublateral silt-sand sediments (black areas) were deposited from 'Saksumdal' and from north-north-west, probably as a result of a suddenly and violent drainage of ice dammed lakes in 'V. Gausdal' and 'Gudbrandsdalen'. These sediments are located up to about 200 m a.s.l.

Isavsmeltingen

Sporene etter smeltevatnsdreneringen viser i grove trekk hvordan isen trakk seg tilbake i området. Før høgfjellsområdet i NØ var smeltet fritt drenerte mesteparten av smeltevatnet fra V og NV østover mot Åstadalen (Østeraas 1982). Senere fulgte smeltevatnet dreneringsveier som stadig dreide av sørover mot Mjøsbassenget. Under og etter Nevelryggen - Vassbakken stadiet (Fig. 15 & 32) drenerte smeltevatnet dels på og i isen, dels langs siden av ismassene mot SØ. Smeltevatnet fra området ved Mesnavatnene drenerte mot Brumunddalen og ble der styrt østover mot Flakstadelvas dal (Holmsen 1965, samt Fig. 35). På en noe senere stadium

skiftet smeltevann fra Næra (930 660) sin rute NØ for Moelv, trinnvis nærmere Mjøsa (Helle 1978).

I Lillehammer-området vitner mange usammenhengende eskere om en omfattende en- og subglasial drenering. De fleste store spor etter smeltevannsdreneringen fra isavsmeltingstiden ligger konsentrert i en sone mellom Sjusjøen og Mesnavatnene (915 780), i området på begge dalsider ved Hunder (775 880), og langs dagens største vassdrag i området (Pl. 1 & 2).

Isavsmeltingstiden er grovt inndelt i tre faser (Fig. 36, 37 & 38), som alle ligger under isbevegelsesfase D₂ (Fig. 29). Under den første fasen, D₂-I, lå isfronten i Mjøsa ved Moelv eller der omkring. Fra siste del av denne fasen har en subglasial drenering motstrøms dagens dreneringsretning funnet sted lokalt i Hunder-Øyer-området (side 24, og Bergersen 1964). En midler-

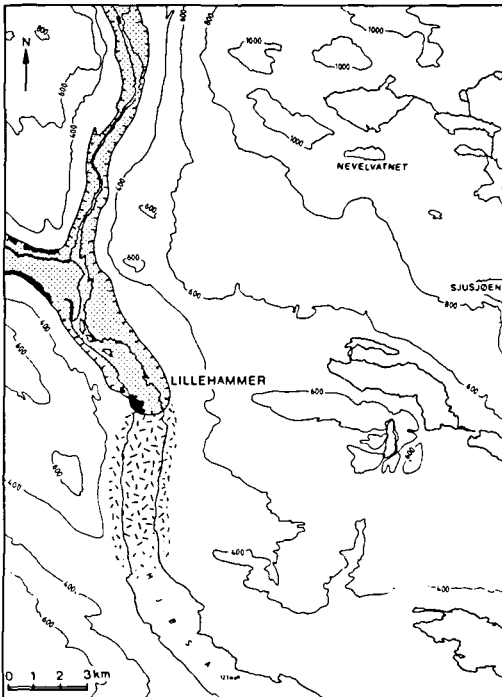


Fig. 38: Isavsmeltingsfase D₂-III. Isfronten lå ei tid ved Vingnes-Lillehammer under denne fasen. Kameterrassene i Fåberg (jfr. Fig. 21) ble avsatt. Mjøsnivået var da ca. 160–165 m o.h. ved Lillehammer. Bre masser lå ned til Vingnes helt til Mjøsnivået sank under 155 m o.h. for ca. 9 000 år siden. Deglaciation phase D₂-III. The ice front was situated at Vingnes-Lillehammer during the phase, and the kame terraces at Fåberg (cf. Fig. 21) were deposited at that time. The water level in lake Mjøsa was then c. 160–165 m a.s.l. at Lillehammer. Ice masses were situated in the basin north of Vingnes until the water level in lake Mjøsa had sunk below 155 m a.s.l. about 9,000 yrs. ago.

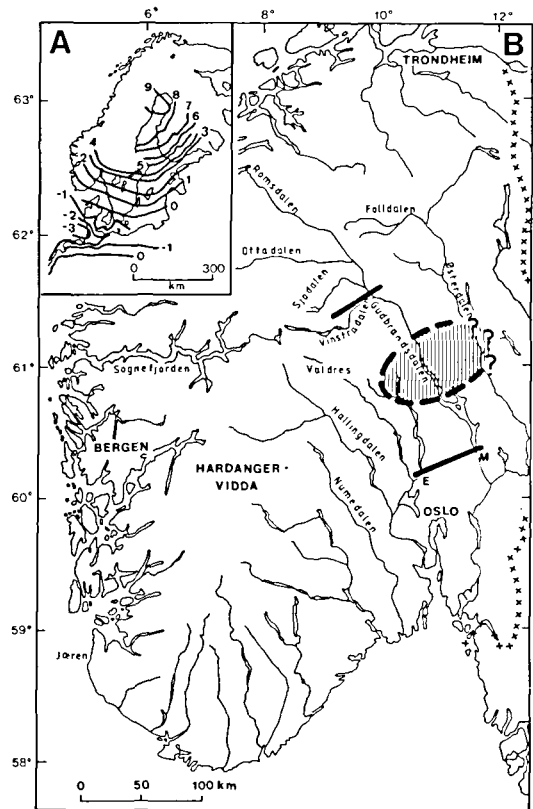


Fig. 39: Landhevingen regionalt (A) og lokalt (B). Landhevingskurvene (isobasene) øverst til venstre (A) er gitt i mm/år og gjelder for nåtiden (Embleton & King 1975). De to isobasene som er antydnet på skissen over Sør-Norge (B) gjelder fra slutten av Preboreal (ca. 9 000–9 400 år før nåtid) og til i dag. M: Minnesund; E: Eggemoen. Skissen viser et mulig landhevingsmaksimum over nordlige Mjøstraktene.

Regional (A) and local (B) postglacial uplift. The present isolines on the map of Fennoscandia (A) are given in mm/year (Embleton & King 1975). The two different isolines which are indicated on the map of southern Norway (B) encompass the period from the last part of the Preboreal Chronozone to the present. They are based on data from Garnes (1978) for the Gudbrandsdalen area, and Høltedahl (1953, 1960) and Sørensen (1979) for southeast Norway. M – Minnesund; E – Eggemoen. The figure shows a possible uplift maximum over the northern Mjøsa District.

tidig stengning av den naturlige dreneringsveien mot S har derfor funnet sted. Dette kan enklest forklares med at ismassene i Ø. Gausdal fremdeles har vært i bevegelse, og har da kunne blokkere utløpet av Gudbrandsdalen én eller flere ganger (Olsen 1979). Så snart dreneringsveien mot S ble gjenåpnet fortsatte smeltevannet å renne mot Mjøsbassenget.

I neste fase, D₂-II, var bre massene redusert til bretunger i hoveddalen (Fig. 37). Ismassene var

mer eller mindre i oppløsning fra Vingrom (780 700) og sørover. Bresjøavsetninger (flomsedimenter) dominert av fin sand ble avsatt langs og under iskanten. Akkumulasjonen nådde ca. 200 m o.h., men terrassehøyden på Rindas delta (765 690) viser at "Mjøsniået" like før finsedimentene ble avsatt var rundt 180 m o.h.. Denne kraftige hevingen av vannstanden antas å være et resultat av tapningen av bresjøer i V. Gausdal og Gudbrandsdalen.

Under siste fase, D₂-III, lå isfronten ved Vingnes–Lillehammer. Vingnes er antatt å være en randås (side 22) fra denne fasen.

En mer fylldig beskrivelse av isbevegelser og isavsmelting i Lillehammerområdet er gitt av Olsen (1983b, og in prep.).

Mjøsniåer

Det høyeste (havstyrte?) Mjøsniået så langt N som ved Vingrom har trolig nådd ca. 180 m over dagens havnivå (side 23). Dette skjedde i siste del av Preboreal tid. Før 8200 år før nåtid var Mjøsniået i N sunket under 130 m o.h..

Landhevningen i området

Ut fra studier av bresjønivåene i nordlige og midtre del av Gudbrandsdalen foreslår Garnes (1978) at *landhevningen øker mot SØ*, i retning isdelersonen under innlandsisfasen (fase C, side 34). *Fra S øker landhevningen oppover mot Mjøsa* (Holtedahl 1960; Sørensen 1979). Rask avsmelting oppover langs Glåmas dalføre (Holtedahl 1953; Bargel 1983), samt vedvarende istilførsel fra Ø-Jotunheimen, førte til at isfronten var rettet omlag VSV–ØNØ over Romerikstraktene/Mjøstraktene rundt midten av Preboreal tid. MG (side 5) ved Eggemoen sør for Randsfjorden og Minnesund er omtrent like, ca. 191 m o.h. Mot slutten av Preboreal lå isranden omlag SV–NØ over Moelvtraktene (Fig. 2). Samlet antyder disse faktorene at et sted mellom *Vinstra* i NV (Fig. 39) og *Minnesund* i SØ er det et maksimum i landhevningen etter istiden. Om dette maksimum er en egen topp eller bare en del av landhevningssentret i nordlige del av Botniska viken, vet vi foreløpig ikke.

Sand- og grusressurser

AV PEER-RICHARD NEEB, Norges geologiske undersøkelse

Innledning

Ved kartlegging av alle løsmasseforekomster egnet til byggeråstoff i Lillehammer-området er det laget en oversikt over de innsamlede data i et EDB-basert Grusregister. Data fra registeret er også presentert i kartform. Kartgrunnlaget er økonomisk kartverk, M 1:5 000 og 1:20 000. Kommunen er delvis dekket av trykte og ikke trykte kvartærgeologiske kart i M:20 000 (Fig. 1). I tillegg har kvartærgeologisk kartblad Lillehammer M 1:50 000 (Pl. 1), vært grunnlag for registreringene. Sand- og grusressurskart Lillehammer 1817 II (Pl. 2), dekker en vesentlig del av Lillehammer kommune, sydlige deler av Øyer kommune, nord-vestre deler av Ringsaker kommune og nordøstre hjørne av Gjøvik kommune.

NGU og fylkeskartkontoret i Lillehammer har fått konsesjon fra Datatilsynet til å opprette et sand- og grusregister ordnet etter eiendom og person. Registeret er tilgjengelig for alle som har behov for opplysninger. Driften av registeret med dataformidling overfor brukerne er lagt til fylkeskartkontoret som vil ha oversikten over sitt fylke, mens NGU skal ha landsoversikten. Registreringsarbeidet er utført av NGU.

Registeret gir en grov oversikt over Lillehammer-områdets reserver og forbruk av naturgrus og pukk. Det inneholder derfor data som kan brukes ved oversiktlig planlegging på kommunalt og regionalt nivå. Registeret ble satt i drift av fylket ved årsskiftet 1983/84 ved melding gjennom lokalpressen med opplysninger om registerets innhold, og hvor en kan få opplysninger og kart fra registeret.

Sand- og grusressurskart Lillehammer viser bl.a. forekomstenes utbredelse, type avsetning, arealfordeling, anslått volum og hvilke prøver som er tatt i forbindelse med registreringene. Kartene tegnes ut automatisk med en fargeplotter på topografisk kart-grunnlag eller i svart/hvitt. Kartene er vist i vedlegg (Pl. 2). Fig. 40 viser en oversikt over forekomstenes beliggenhet innenfor kartblad Lillehammer.

En beskrivelse av sand- og grusressursene – kvalitet – mengde

Det er registrert 48 sand- og grusforekomster, 9 moreneforekomster, en steintipp og 2 pukkforekomster innen kartblad Lillehammer (Fig. 40). De største forekomstene ligger ved utløpet av

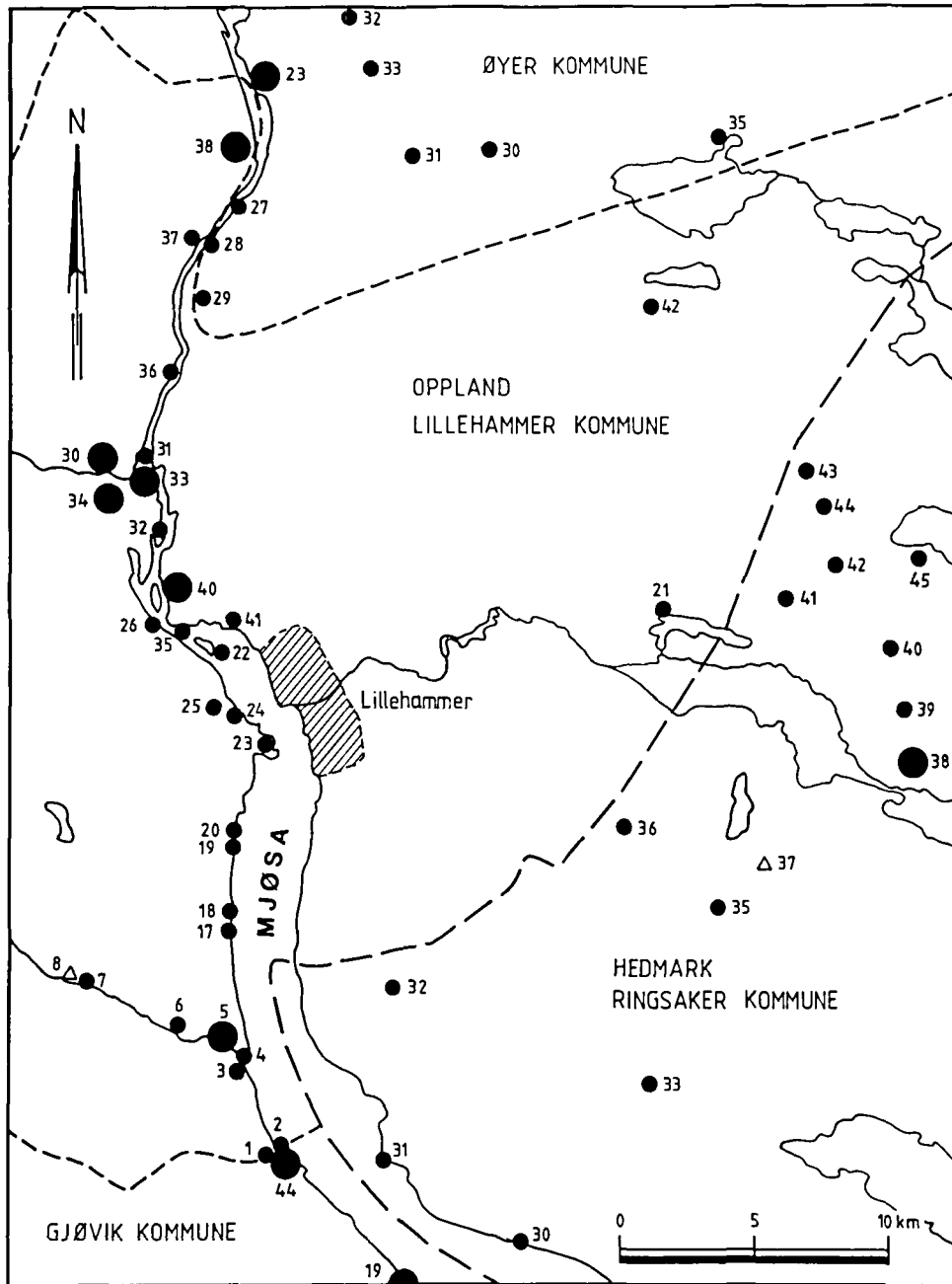


Fig. 40: Sand- og grusforekomster, pukkverk og steintipper. Occurrences of sand- and gravel resources, and location of quarry and tunnel waste.

TEGNFORKLARING

- FOREKOMSTER $\leq 2 \text{ MILL. m}^3$ (SAND OG GRUS)
- FOREKOMSTER $> 2 \text{ MILL. m}^3$ (SAND OG GRUS)
- PRODUKSJON AV KNUSTE STEINMATERIALER
- △ UTTAK MED SPORADISK DRIFT
- 34 FOREKOMSTNUMMER

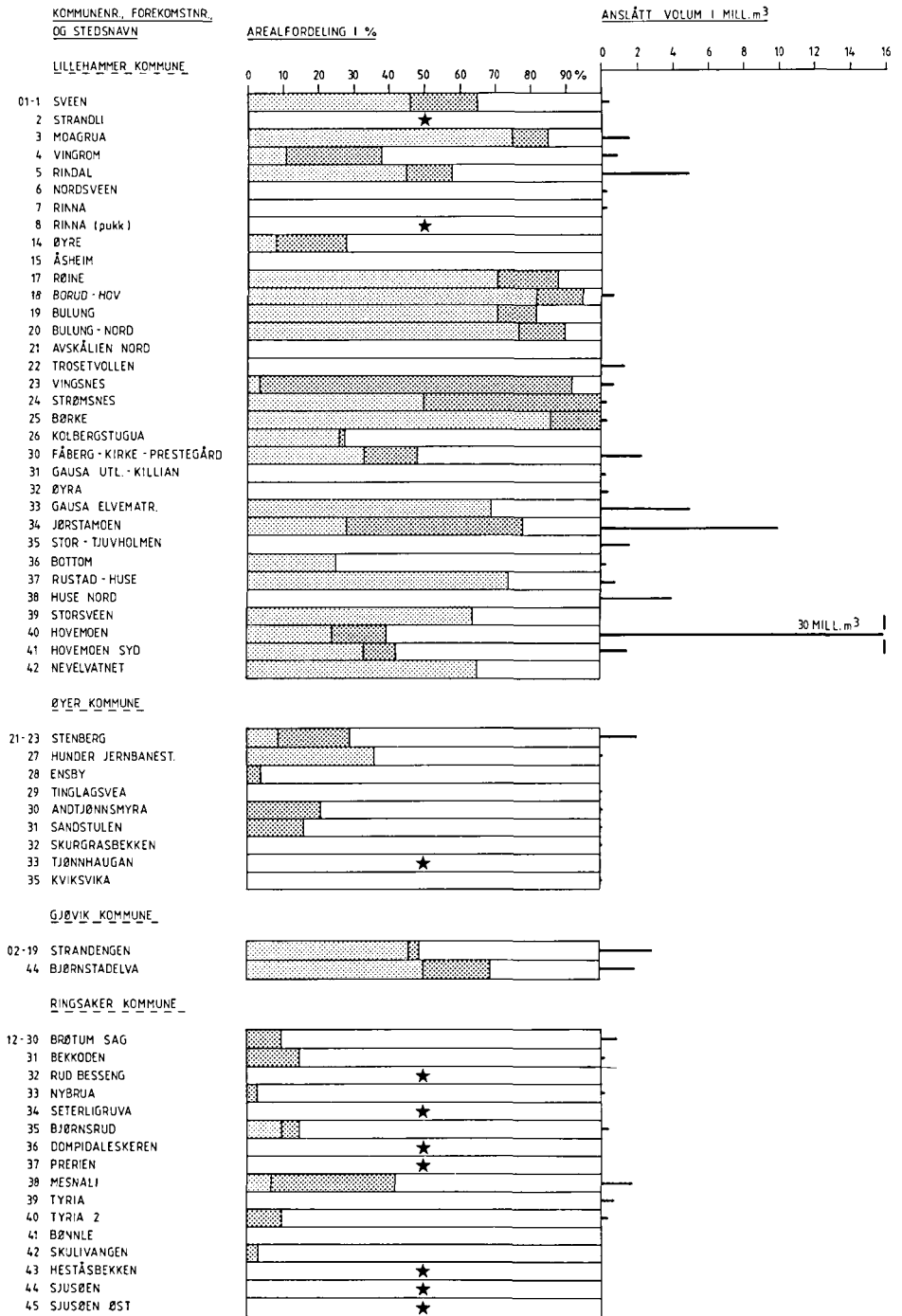
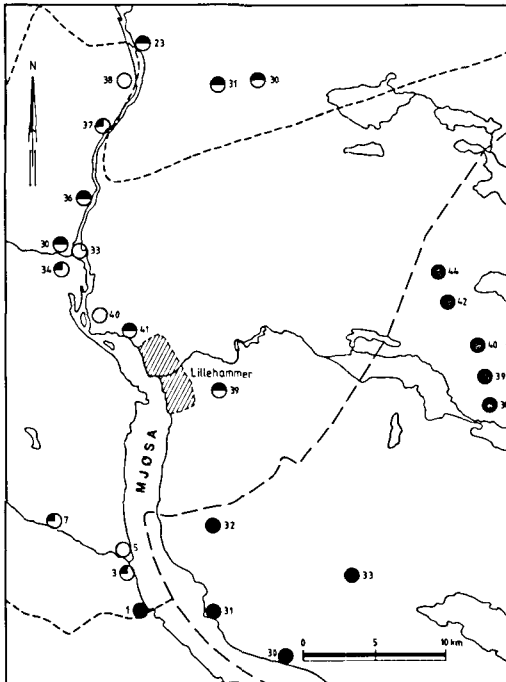


Fig. 41: Ressurser og arealfordeling av sand og grus.
Resources and areal distribution of sand and gravel.



TEGNFORKLARING
KVALITETSKLASSE

- KLASSE 1: MEGET GOD
- KLASSE 4: DÅRLIG
- ◐ KLASSE 2: GOD
- ◑ FOREKOMSTNUMMER
- ◒ KLASSE 3: MINDRE GOD

Fig. 42: Mineralogisk klassifisering av sand for bruk til middels betongkvalitet. Kornstørrelse: <5 mm.
Mineralogical classification of deposits for use in medium-low strength concrete production. Grain size: <5 mm.

Lågen, Gausa og Rinda, mens en rekke mindre forekomster ligger ned mot Mjøsa og i dalførerne. Et grovt volumoverslag over kartbladets sand- og grusressurser gir ca. 76 mill. m³.

Fig. 41 gir en oversikt over de enkelte forekomstenes volum og arealfordeling.

En kvalitet svarende til midlere betongkvalitet er grovt vurdert utfra mineraltellingene av materiale mindre enn 5 mm, Fig. 42. Grovfraksjonen 8–16 mm viser en oversikt over mekanisk kvalitet på singel til betong, og grus til vegdekker og andre byggeråstoffer, Fig. 43.

Lillehammer-området

Ved Lillehammer finnes kommunens største og viktigste sand- og grusforekomst. Den nordlige delen av Hovemoen, forekomst nr. 40, er kommunens største forekomst med anslått volum på

30 mill. m³. Det tas ut betydelige mengder hvert år til bygge- og anleggsformål, bl.a. betong- og veiformål. Hovemoen inneholder en del svake bergarter, og er derfor ikke av beste kvalitet til høyverdige betongformål og til faste vegdekker av god kvalitet.

Jørstadmoen, forekomst nr. 34, har et anslått volum på 10 mill. m³ og er i dag tilnærmet nedbygd. Forekomsten har en bergartsfordeling som gjør den godt egnet til bl.a. betongformål. Deler av den vestlige delen av forekomsten inneholder sand og grus som i dag ikke er nedbygd. Elveavsetningene i Lågen fra Gausas utløp til Trossetvollen, forekomst nr. 22, 31, 32 og 35, med et anslått volum på 3,5 mill. m³ sand og grus, vil i framtida være de viktigste og kvalitetsmessig beste forekomstene for Lillehammer både til høyverdige betongformål og veiformål. Tilsvarende forekomster ligger også ved Gausas elveseng oppover mot Gausdalen.

Forekomst 33, elvesletta ved Jørstadmoen, og forekomst 30 ved Fåberg kirke, inneholder også betydelige mengder sand og grus.

Rindas utløp ved Mjøsa

Ved Rindas munning ligger det også betydelige forekomster med sand og grus. Forekomst nr. 5 ved Rindal er den største med anslått volum på 5 mill. m³ sand og grus egnet som tilslag til betong og mulige veiformål.

Fra forekomst 3 ved Moagruva er det tatt ut betydelige mengder sand og grus. Forekomsten inneholder ca. 1,5 mill. m³.

Reserver med sand og grus ligger også i dagens delta ved Rindas utløp, forekomst 4, og i Mjøsa.

Saksumdalen – Hunderfossen

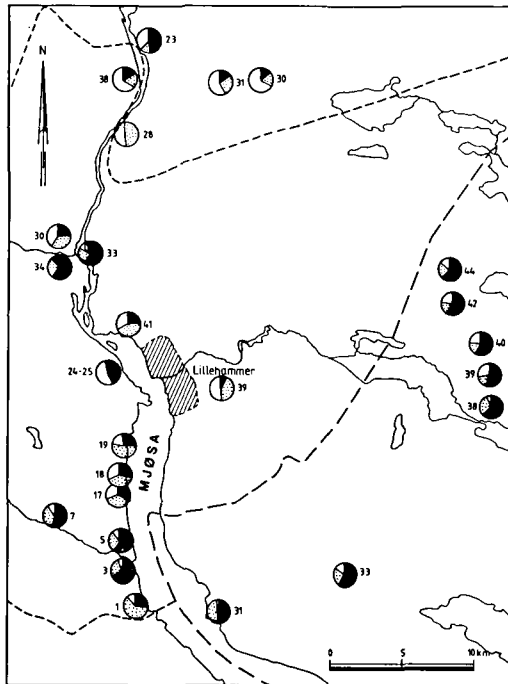
Langs Saksumdalen ligger flere forekomster av lokal interesse.

Forekomst 38 ved Husemoen har et anslått volum på 4 mill. m³ sand og grus med en bergartsfordeling av forholdsvis mekanisk svake bergarter.

Brøttum – Mesnali

I nordlige del av Ringsaker kommune er det knapt med gode byggeråstoffer. Behovet for vedlikehold av lokale vegger er stort. Lokale sandige morener og eskerrygger benyttes. Ved Mesnali ligger den største avsetningen.

Kvaliteten på sand- og grusmaterialet varierer avhengig av beliggenhet og bruksmål. Avsetnin-



TEGNFORKLARING



- MEGET GOD
- ▨ GOD
- DÅRLIG
- 13 FOREKOMSTNR.

Fig. 43: Mekaniske styrkeegenskaper hos grus til vegformål vurdert etter bergartstillinger. Fraksjon: 8–16 mm.

Mechanical strength properties for road pavement material estimated on the basis of rock type counting. Fraction: 8–16 mm.

gene fra Hovemoen og oppover langs Lågen til Øyer kommune inneholder en del mekanisk svake bergarter, mens forekomstene lenger syd og vest, særlig elvematerialet, består av mer mekanisk sterke bergarter. Avsetningene i Ringsaker kommune domineres av sparagmitt som gir til dels gode mekaniske egenskaper. Sandfraksjonen har meget god kvalitet. Avsetningene består stedvis av dårlig sortert materiale, men kan ved foredling tilfredsstillende de vanlige krav til korngradering.

Grunnvann

AV AMUND GAUT, Norges geologiske undersøkelse

Grunnvannsforholdene innen kartblad Lillehammer er beskrevet i NGU's publikasjonsserie "Grunnvann i løsavsetninger" nr. 33 (Gaut og Klemetsrud 1983).

Løsmasser som kan benyttes til grunnvannsuttak, er i første rekke elve- og breelavsetninger avsatt som deltaer mot Mjøsbassenget. Avsetninger langs Lågen lengst nord på kartbladet er også av interesse. I disse massene kan uttak av vann kompenseres ved infiltrasjon fra vassdragene.

For de største avsetningene, som ved Lågens og Gausas utløp i Mjøsa, er vertikale rørbrønner velegnede for grunnvannsuttak. Lillehammers vannforsyning er basert på 4 rørbrønner i Korgen syd for Hovemoen. Disse gir til sammen 24 m³ vann pr. minutt. Grunne avsetninger kan best utnyttes ved gravde brønner eller liggende rørbrønner. For vannforsyning til Vingrom er det f.eks. benyttet en liggende rørbrønn i den øvre delen av deltaet der. De dypere delene av dette deltaet gir artesisk vann av dårlig kvalitet.

De fleste andre steder innen kartbladet vil mindre breelavsetninger best kunne utnyttes ved gravde brønner.

I Sjusjøen–Nordseter-området i nordøst utgjør finstoffattige morener betydelige grunnvannsreservoarer. De gir opphav til utstrakte kildehorisonter og enkeltkilder som i stor grad utnyttes for vannforsyning til hyttebebyggelsen der. De fleste steder innen kartbladet vil en dessuten kunne skaffe tilstrekkelig grunnvann til enkeltstående hus og gårdsbruk fra dybboringer i fjell. Ved slike boringer får en ofte vannmengder i størrelsesorden 200–1000 l/t, og der det bores mot større sprekke- eller forkastningssoner kan en oppnå bedre resultater. Flere av turisthotellene i Sjusjøen–Nordseter-området har basert sin vannforsyning på fjellbrønner.

Summary

Tills, glaciofluvial and fluvial deposits

The Quaternary deposits in the Lillehammer area, SE Norway, are dominated by a thick and continuous cover of tills (Pl. 1). These tills vary with regard to grain-size distribution and genesis. Ablation till and sandy basal till are the dominant surface material (Fig. 7). At 1.5–2 m and more below surface the tills are very often fine-grained (Fig. 6). This trend seems to be particularly distinct in the valleys. The dominant fine-grained till is a bluish-grey basal till named the *Jørstad till* (Olsen 1979, and in prep.). This particular till is found in more than 50 localities throughout the area (Fig. 10). The source rocks are located partly locally and partly at least 20 km NW of Lilleham-

mer. The till correlates in time with the ice movement phases A and B (Figs. 29 & 4:I). According to two ^{14}C -age determinations of a mammoth bone found in a diamicton (Heintz 1962, 1974), which is interpreted to be the Jørstad till (Olsen 1979), this till belongs to the Middle/Late Weichselian glaciation. Similar bluish-grey tills have been reported from several places elsewhere in Norway, Sweden, Finland and the Kola peninsula (Låg 1948; Lundqvist 1973, 1981; Follestad 1977; Helle 1978; Sveian 1979; Aa 1983; and Ericsson 1983).

The largest glaciofluvial and fluvial deposits are situated at the mouths of the main valleys. There are also concentrations of these sandy and gravelly deposits around Hunder in Gudbrandsdalen and between the Sjusjøen and Mesna lakes (Pl. 2). Stone countings and some roundness analyses show characteristic differences in material transported along:

- a) *Gudbrandsdalen* (Fig. 35)
 - A low content (>10–15%) of Jotun rocks, granites and gneisses, and Valdres sandstones (Fig. 4).
 - A quartzite/sandstone ratio generally between 1:2 and 3:2.
 - High clast roundness.
- b) *W. Gausdal – Kalstaddal – E. Gausdal and W. Gausdal – Auggedal – Saksumdal*
 - A high content of Jotun rocks, granites and gneisses, and Valdres sandstones (commonly totalling 30–50% or more).
 - High clast roundness.
- c) *E. Gausdal (i.e. short transport)*
 - High content of schists (often 15–20% or more).
 - A quartzite/sandstone ratio generally of <1:2.
 - Low clast roundness.

The clasts of the sandy tills which dominate the till cover in the upland areas are derived mainly from the local bedrock, i.e. autochthonous tills (Figs. 13 A & B). The bulk of the allochthonous material in the tills in the northern part of the map sheet area and locally in the southeast has been transported from N-NW (Figs. 13 C & D). Elsewhere in the area the allochthonous till material is derived mainly from W-NW. This is in accordance with the regional ice movements during phase C (Fig. 4:II, and Fig. 29) and phase D₁ (Fig. 4:III, and Figs. 29 & 32), respectively.

Erratics from the easternmost part of the eastern Jotunheimen Region have been found at

several places in the Lillehammer area (Figs. 30 & 31; and Olsen 1983b). The easternmost erratic boulder of Bygdin conglomerate is located near lake Næra (UTM 890 682), on the eastern side of lake Mjøsa.

Deglaciation

The wastage features of the inland ice may be traced via the meltwater drainage pattern. Before the ice in the mountain area in the northeast had melted, the majority of the meltwater flowed from the W and NW eastwards towards Åstadal (Østeraas 1982). Subsequently the meltwater followed drainage channels which gradually turned southwards towards the Mjøsa basin. During and after the Nevelryggen–Vassbakken stage (Figs. 15 & 32) the meltwater drained partly supraglacially and englacially, partly subglacially, and partly laterally towards the SE. The meltwater from the area around the Mesna lakes drained towards Brumunddalen, and became further ice-directed eastwards towards the valley of Flakstadelva (Holmsen 1965, and Fig. 32).

At a later stage the meltwater from lake Næra gradually shifted its drainage course north-east of Moelv in the direction of lake Mjøsa (Helle 1978, and Fig. 35). Many discontinuous eskers in the Lillehammer area show evidence of an extensive englacial and subglacial meltwater drainage. Eskers lying at high elevations were deposited early in the deglaciation period. Those lying at low elevations belong to later stages of deglaciation.

The deglaciation period can be roughly separated into three phases (Figs. 36, 37 & 38); these all belong to ice phase D₂ (Fig. 29). During the oldest phase, D₂-I, the ice margin crossed lake Mjøsa approximately at Moelv (Fig. 35). Before the end of this phase, a subglacial meltwater drainage was directed towards NW in the Hunder–Øyer area in southern Gudbrandsdalen (cf. Bergersen 1964). There must therefore have been a temporary closure of the 'natural' drainage direction towards the south. The simplest explanation of this is that ice in eastern Gausdal may still have been dynamic, and in consequence of this the outlet of Gudbrandsdalen in lake Mjøsa would have been blocked at least once and probably several times (Olsen 1979). As soon as the subglacial drainage channels towards the south were re-opened, the meltwater re-commenced flowing towards the Mjøsa basin.

Water levels in the northern part of lake Mjøsa. The highest lake level as far north as Vingrom probably reached about 180 m a.s.l. This level

was probably determined by the sea level south of Minnesund (Fig. 39), and existed for a short while during the last part of the Preboreal Chronozone. Before 8,200 ¹⁴C-years B.P. the lake level had sunk below 130 m a.s.l. at Lillehammer.

Postglacial uplift in the area. A combination of results of investigations in the area south and east of lake Mjøsa (e.g. Holtedahl 1953, 1960; Sørensen 1979; Bargel 1983), and in the middle and northern parts of Gudbrandsdalen (Garnes 1978), indicate a postglacial uplift *maximum* somewhere in the Mjøsa region or the southern part of Gudbrandsdalen (Fig. 39). This maximum may be a part of a larger maximum extending towards the northeast to the central uplift area for the Fennoscandian ice sheet, or it may have existed as a local landrise maximum for a shorter or longer period after the deglaciation of the area.

Engineering geology. The Geological Survey of Norway has investigated the largest sand and gravel deposits in the Lillehammer area as a part of a regional resource mapping programme. Some results from this work are presented in Pl. 2 and Figs. 40–43, and are described (*in Norwegian*) in the next last chapter (page 37).

A brief description of the ground-water resources is given (*in Norwegian*) in the last chapter (page 41).

Etterord.

Utkast til manuskript er gjennomlest og diskutert av T.H. Bargel, B.A. Follestad og M. Hamborg. B. Bergstrøm har også kommet med flere forslag til forbedringer av manuskriptet. G. Grønlie, B. Svendgård, B. Andreassen og T. Haugen har laget tegningene. L. Holiløkk har utført reproarbeidet. A. Haugan har hatt ansvaret for trykking av kartet. A. Bremseth har ledet arbeidet med kornfordelingsanalysene. E. Sørensen har gjort de fleste bergartstillingene i fraksjon 4–8 mm. G. Hillestad har ledet de seismiske målingene. L.T. Øverby og G. Sandvik har maskinskrevet teksten. D. Roberts har rettet den engelske teksten.

Til disse personer og til alle andre som har hjulpet til underveis rettes en hjertelig takk.

Referanser

- Ahlmann, H.W. 1919: Geomorphological studies in Norway. *Geogr. Ann.* 1, 61–148 & 193–252.
- Andersen, B.G. 1980: The deglaciation of Norway after 10,000 B.P. *Boreas* 9, 211–216.
- Bargel, T.H. 1983: Elverum. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2016 IV – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 376, 1–46.
- Bargel, T.H., Bergstrøm, B. & Sveian, H. 1981: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart. *Nor. geol. unders. Rapport* 1633/16.
- Bergersen, O.F. 1964: Løsmateriale og isavsmelting i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. *Nor. geol. unders.* 228, 12–83.
- Bergersen, O.F. 1975: *Lågen–Gausa deltaet. Beskrivelse og vurdering av de kvartærgeologiske forhold.* Geol. Inst., avd. B, Univ. i Bergen. 21 s. (+ 9 figurer).
- Bergersen, O.F., Nashoug, O. & Strømmen, O.J. 1977: *Lågen–Gausa deltaet. Rapport vedrørende masseuttak i L.–G. deltaet.* Geol. Inst., avd. B, Univ. i Bergen, 42 s. (+ tabeller og figurer).
- Bergersen, O.F. & Garnes, K. 1971: Evidence of sub-till sediments from a Weichselian interstadial in the Gudbrandsdalen valley, central east Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 25, 99–108.
- Embleton, C. & King, C.A.M. 1975: *Glacial Geomorphology.* 2. ed. Edward Arnold (Publishers) Ltd., London. 573 s.
- Englund, J.O. 1972: Studies on the latest Precambrian and Eocambrian rocks in Norway. No. 11. Sedimentological and structural investigations of the Hedmark Group in the Tretten–Øyer–Fåberg District, Gudbrandsdalen. *Nor. geol. unders.* 276, 1–54.
- Englund, J.O. 1973: Studies on the latest Precambrian and Eocambrian Rocks in Norway. No. 13. Stratigraphy and structure of the Ringebu–Vinstra District, Gudbrandsdalen: with a short analyses of the Western part of the sparagmite region in southern Norway. *Nor. geol. unders.* 293, 58 s.
- Ericsson, K. 1983: *Moränstratigrafi och morängenes: några exempel från de senaste 10 årens malmprospekteringsarbeten i Bergslagen.* Foredrag. Uppsala-symposiet, 1983.
- Follestad, B.A. 1973: Løten. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 I – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 296, 41 s.
- Follestad, B.A. 1974: Tangen. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 313, 62 s.
- Follestad, B.A. 1977: Tøten. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1916 III – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 335, 1–45.
- Follestad, B.A. 1978: Brøttum, kvartærgeologisk kart CMN 071072 – M 1:20 000. *Nor. geol. unders.*
- Follestad, B.A. 1982: Ekkerøy. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 2435 II – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders.* 372, 32 s.
- Follestad, B.A. et al. 1979: Vingrom, kvartærgeologisk kart CKL 071072 – M 1:20 000. *Nor. geol. unders.*
- Garnes, K. 1978: Zur Stratigraphie der Weichseleiszeit im zentralen Südnorwegen. I Nagl, H. (ed.): *Beitrage zur Quartär- und Landschaftsforschung.* Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Flink, Wien, 195–220.
- Garnes, K. & Bergersen, O.F. 1980: Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas* 9, 251–269.
- Gaut, A. & Klemetsrud, T. 1983: Lillehammer. Beskrivelse til vannressurskart "Grunnvann i løsavsetninger" – Blad 1817 II – M 1:50 000. *Nor. geol. unders. Rapport nr. 33.*
- Haldorsen, S. 1982: The genesis of tills from Åstadalen, south-eastern Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 62, 17–38.
- Heintz, A. 1962: Tre nye mammutfunn i Norge (Summary). *Norsk geol. Tidsskr.* 42, 207–222.
- Heintz, A. 1974: Two new finds and two new agedeterminations of mammoths from Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 54, 203–205.
- Heintz, N., Garnes, K. & Nydal, R. 1979: Norske og sovjetiske mammutfunn i kvartærgeologisk perspektiv. I Nydal, R., Westin, S., Hafsten, U. & Gulliksen, S. (eds.): *Fortiden i søkelyset*, 209–223. Laboratoriet for Radiologisk datering, Trondheim.

- Helle, M. 1978: *Jordartskartlegging og kvartærstratigrafi, Ringsaker, Hedmark. Hovedopp. i kvartærgeol. og geomorf.*, Univ. i Bergen, (upubl.), 172 s.
- Helle, M., Sonstegaard, E., Coope, G.R. & Rye, N. 1981: Early Weichselian peat at Brumunddal, SE Norway. *Boreas* 10, 369–379.
- Hillestad, G. 1971: Seismiske profil over Hovemoen. Lillehammer. *Nor. geol. unders. Rapport 1045*.
- Holmsen, G. 1965: Nyttbare sand- og grusforekomster i syd-Norge. *Nor. geol. unders. 233*, 160 s.
- Holtedah. O. 1953: Norges geologi. *Nor. geol. unders. 164*, II, 586–1118.
- Holtedah. O. 1960: Geology of Norway. *Nor. geol. unders. 208*, 540 s.
- Lundqvist, J. 1973: Dark bluish boulder-clay: a possible deposit from the first Würm glaciation. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps. N.S. 5*, 19–20.
- Lundqvist, J. 1981: Weichselian in Sweden before 15,000 B.P. *Boreas* 10, 395–402.
- Låg, J. 1948: Undersøkelser over opphavsmaterialet for Østlandets morenedekker. *Medd. Norske Skogforsøksvesen* 10, 1–223.
- Moum, J. 1967: *Determination of inorganic and organic carbon in soil samples. (Methods used at the Norwegian Geotechnical Institute)*. Nor. geotek. inst., rapp. (upubl.).
- Münster, Th. 1900: Kartbladet Lillehammer. *Nor. geol. unders. 30*, 1–55.
- Nålsund, R. 1981: Sand- og grusundersøkelser i Sannheim-Bælaområdet på Hovemoen. *Nor. geol. unders. Rapport 1807/2*.
- Olsen, L. 1979: *Kvartærgeologiske undersøkelser i O. Gausdal-Lillehammer-området, Oppland. Isbevegelser, jordartskartlegging og morenestratigrafi. Hovedopp.*, Univ. i Bergen (upubl.), 480 s.
- Olsen, L. 1980a: Petrografiske analyser eller steintellinger i grovfraksjonene i prøver fra løsavsetninger. Forelesning. *Nor. geol. unders. Rapport*, 42 s.
- Olsen, L. 1980b: Fåberg, kvartærgeologisk kart KKL 977074–20. *Nor. geol. unders.*
- Olsen, L. 1980c: Rundning som feltmetode – et nyttig hjelpemiddel ved kvartærgeologiske undersøkelser. *NGF, Abstract, Geolognytt 15*.
- Olsen, L. 1983a: A method for determining total clast roundness in sediments. *Boreas* 12, 17–21.
- Olsen, L. 1983b: Isbevegelser i Lillehammer-området, SØ-Norge, under siste nedisning. *Nor. geol. unders. 378*, 83–91.
- Olsen, L. 1983c: Rundingsanalyser på grus- og steinpartikler – et nyttig hjelpemiddel ved undersøkelser av løsmassenes genese. *Nor. geol. unders. 379*, 1–20.
- Olsen, L. 1983d: Kvartærgeologisk kart Lillehammer 1817 II. Tabeller og kornfordelingskurver. *Nor. geol. unders. Rapport 1882/29*.
- Olsen, L. in prep.: Weichselian Till Stratigraphy in the Lillehammer area, southeast Norway. *Nor. geol. unders. Bull. 401*.
- Olsen, L. in prep.: Isavsmeltingen i Lillehammer-området, SØ-Norge. (Summary). *Nor. geol. unders.*
- Olsen, L. et al. 1979: Nordseter, kvartærgeologisk kart CMN 073074 M 1:20 000. *Nor. geol. unders.*
- Olsen, L. & Follestad, B.A. 1982: Lillehammer. Kvartærgeologisk kart 1817 II – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Olsen, L. & Hamborg, M. 1983: Morenestratigrafi og isbevegelser fra Weichsel, sørveste Finnmarksvidda, Nord-Norge. *Nor. geol. unders. 378*, 93–113.
- Reichelt, G. 1961: Über Schotterformen und Rundungsgradanalyse als Feldmethode. *Pet. Mitt. 1*, 15–24.
- Rye, N. 1979: Hamar. Kvartærgeologisk kart 1916 IV – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Sveian, H. 1979: Gjøvik. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 I – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders. 345*, 61 s.
- Sørensen, R. 1979: *Preboreal-Boreal isavsmelting i Sorost Norge*. Foredrag. Uppsala-symposiet, 1979.
- Søriie, J.E. 1978: Lillehammer kommune: Hydrogeologisk vurdering av nye avfallsplasser. *Norsk Tekn. Byggekontroll A/S, Rapport 18161*.
- Thoresen, M. & Bergersen, O.F. 1983: Submorene sedimenter i Follidal, Hedmark, Sørøst-Norge. *Nor. geol. unders. 389*, 37–55.
- Østeraas, T. 1972: Det geologiske grunnlag for infiltrasjon av avløpsvann i lisen sør for Sjusjøen. *Rapport, NLH-Ås, 1972*.
- Østeraas, T. 1982: Åsmarka. Kvartærgeologisk kart 1917 III – M 1:50 000. *Nor. geol. unders.*
- Østmo, S.R. 1972: *Geologiske og hydrogeologiske undersøkelser i Korgen-Hovemoen-området. Forslag til klausulområder for Lillehammer vannverk*. Nordisk hydrol. konf. 1972.
- Aa, A.R. 1983: Dokka. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1816 IV – M 1:50 000 (med fargetrykt kart). *Nor. geol. unders. 383*, 1–61.

Stikkordliste (med sideangivelser)

- Allokton (her: allokton = langtransportert) – 11
- Aurhelle (= hardt utfelningslag av jern, kalk, o.l.) – Fig. 25
- Autokton (her: autokton = lokalt) – 11, 24
- Brumunddalen Interstadial (= navnet på en isfri periode under siste istid) – 33
- Diskordans (= brudd i lagfølgen) – Fig. 25
- Glacial (= dannet av eller tilknyttet en bre; omfatter ikke avsetninger dannet av smeltevann fra bre) – Fig. 35
- Glasiogen (= dannet av bre; omfatter alle typer avsetninger fra bre eller av breens smeltevann) – 5
- Gudbrandsdalen Interstadial (= navnet på en isfri periode under siste istid) – 33
- Hundermorenen (= navnet på en bunnmorene i området) – 11, 31
- Interglacial (= mellomistid, isfri periode mellom istider) – 5
- Interstadial (= isfri periode mellom kaldfaser innen en istid) – 33
- Isobase (= linje gjennom punkter med lik landhevning) – Fig. 39
- Jørstadmorenen (= navnet på en bunnmorene i området) – 11, 31
- Kameterasse (= lateralterasse; terrasse bygget ut ved siden av en isbre) – 6, 21
- Knusning (= uttrykk for bruddsår på partikler) – App. I:45
- Landhevning (= heving av jordskorpa etter at denne har vært nedpresset av innlandsisen) – 5, 37
- Lateralterasse (se kameterasse)
- Middlrundig, middlrundingsgrad (= uttrykk for partiklens rundingsgrad) – App. I: 45
- Mjøseleire – 33
- Nevelryggen (= navnet på en randmorene i området) – 35
- Nevelåsen – 17
- Nåtid (= 1950) – 5
- Preboreal (= tidsrommet 9 000 – 10 000 år før nåtid) – 5
- Ra, Ratiden – 5; se også Yngre Dryas
- Recent (her: sen postglacial tid – nåtid) – 27
- Rundning, rundingsanalyse, rundingsgrad – App. I: 45
- Sediment (= løsavsetning) – 27
- Sedimentær (= avledet av sediment)
- Semilateral (her: nær lateral) – Fig. 35

Sparagmitt (= sandstein) – 9
 Subrecent (her: tidlig postglacial tid) – 27
 Vassbakken – 35
 Weichsel (= navnet på siste istid i Nord-Europa, fra ca. 100 000 til ca. 10 000 år siden) – 5
 Yngre Dryas (= tidsrommet 10 000 – 11 000 år før nåtid).

Appendix I

Utførelse

Det kvartærgeologiske kartet med beskrivelse er et resultat av litteratur- og flybildestudier, feltarbeide og laboratorieanalyser av innsamlet materiale.

Litteratur- og flybildestudier tar til før feltarbeidet og utføres kontinuerlig inntil kart og beskrivelse har fått sin endelige form. En oversikt over anvendt litteratur finnes i referanselisten. Av flybilder er benyttet vertikalfoto i målestokk ca. 1:15 000 fotografert av Fjellanger–Widerøe A/S.

Feltarbeide

Kartleggingen er foretatt etter retningslinjer utarbeidet ved NGU i perioden 1970–1980. Under feltarbeidet er det foruten 1:50 000-kartet Lillehammer (NGO, serie M 711, 1817 II), for enkelte områder benyttet økonomisk kartverk i målestokk 1:20 000 (nedfotografert fra 1:5 000). Feltregistreringene er for det meste inntegnet på flybilder og manuelt overført til kart. Under feltarbeidet er det samlet inn opplysninger om avsetningenes karakteristiske overflateformer og oppbygning i den grad dette framgår på overflaten og i skjæringene. Den øvre del av løsmassene er dessuten vurdert ved hjelp av stikkbor og spade ned til ca. 1 m dyp. Opplysninger om mektighet og lagfølge har en fått fra elvenedskjæringer, vegskjæringer, masse-tak, seismiske målinger og boringer. Myrdyp er bestemt med stikkbor. Som dokumentasjon, og til støtte for kartleggingen er det samlet inn ca. 200 jordartsprøver. Disse prøvene er for det meste tatt i vegskjæringer og massetak på dybder fra 1 til 4 m. I enkelte tilfelle har det vært mulig å ta prøver på inntil 15–20 m dyp (i større skjæringer).

Kornfordelingsanalyser

På de innsamlede jordartsprøver er det utført kornfordelingsanalyser i henhold til Statens Vegvesens analyseforskrifter. Av praktiske årsaker er kun materiale mindre enn 19 mm analysert. Statistiske parametre og kornfordelingskurver er beregnet for alle prøvene. Dette materialet ligger lagret i NGUs databank i Trondheim, og utskriftene kan fås på forespørsel. Da det for tiden ikke er innarbeidet faste rutiner for utskrift av analyse-data, er mesteparten av disse tatt inn i en spesiell data-rapport som er utarbeidet for kartblad Lillehammer (Olsen 1983d). Rapporten inneholder ferdig uttegnede kornfordelingskurver foruten resultatene fra bergartsbestemmelser, geokjemiske analyser m.m.

Geokjemiske analyser

Geokjemiske analyser er utført på de fleste av de innsamlede jordartsprøver. Materiale i fraksjonene 0,250–0,180 mm; 0,180–0,125 mm; 0,125–0,063 mm; og mindre enn 0,063 mm ble sikket ut med nylonstikt og syrebehandlet (7N HNO₃) i 3,5 timer ved 110 grader C. Følgende elementer er bestemt ved plasmaspktrometri basert på syreekstraksjon: Si, Al, Fe, Ti, Mg, Ca, Na, K, Mn, P, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, V, Mo, Cd, Cr, Ba, Sr, Zr, Ag, B, Be, Li, Sc, Ce og La. Analyseresultatene fra jordartsprøvene er gitt i Olsen (1983d).

CaCO₃-analyser

CaCO₃-analyser er utført på materiale mindre enn 0,063 mm. Bare %-innholdet av CaCO₃ er målt. 0,2 g materiale er tatt ut til hver analyse. Analysene er utført ved Geologisk Institutt, avd. B, Univ. i Bergen. Apparatur og framgangsmåte er bl.a. omtalt av Moum (1967). Det bemerkes at 20 % H₂SO₄ er benyttet istedenfor HCl som Moum har foreslått. Analyseresultatene er gitt i Olsen (1983d).

Bergartstillinger

Bergartsinnholdet i løsmassenes fingrusfraksjon (4–8 mm) og grovgrusfraksjon (32–64 mm) er bestemt i ca. 200 prøver fra morene, breelv- og elvematiale. Bergartene er inndelt etter type og opphavsområde i 6 ulike grupper: 1) Jotunbergarter, gneis og granitt (jo, gn. og gr.), 2) Valdresparagmitt (vsp.), 3) kvartsitt (kv.), 4) sandstein (sst.), 5) skifer (sk.) og 6) residualkvarts (res.kv.).

Formålet med disse undersøkelsene har vært:

- 1) Få fram opplysninger om isbevegelse, opptak og transport av løsmaterialet.
- 2) Bruke resultatene som hjelpemiddel til å klassifisere jordartene.

Omlag 100 fragmenter er tatt for hver prøve. Noen av resultatene er presentert på Fig. 11, 13 & 23. De tallfestede data er presentert i Olsen (1983d), der det også er gitt en oversikt over de bergartstyper som inngår i hver av hovedgruppene.

Opptak av bergartsfragmenter langs rutene som er markert på Fig. 4 antas å gi følgende representasjon (dominerende gruppe(r) er framhevet):

- | | |
|----------|---|
| Rute I | – Kamb.-Ordov. (4, 5, 6)
– Hedmarkgruppen (3, 4, 5, 6)
– Jotundekket (1)
– Valdresdekket (2) |
| Rute II | – Kvitvoladekket (karakteristisk; 3, 4)
– Hedmarkgruppen (3, 4, 5, 6) |
| Rute III | – Jotundekket (1)
– Valdresdekket (karakteristisk; 2)
– Kamb. – Ordov. (4, 5, 6)
– Hedmarkgruppen (3, 4, 5, 6) |

Rundingsanalyser

Når en isbre eller rennende vann transporterer løsmateriale, vil de enkelte bergartsfragmentene bli slitt og avrundet, de større raskere enn de mindre. Rundingsgraden fragmentene oppnår, er et mål for transportmiljø og transportlengde. Analysene foretas på fragmenter med omtrent lik størrelse, og på bergarter som er omtrent like motstandsdyktige mot slitasje (ikke skifrige). Rundingsanalyser er foretatt på partikler i fraksjon 32–64 mm. 100 fragmenter ble analysert for hver prøve. Fragmentene er inndelt etter rundingsgraden i fire klasser etter visuelle kriterier (Reichelt 1961); kantet, kantrundet, rundet og godt rundet. Metoden er videreutviklet av Olsen (1979) med beregning av middlerrundingsgrad og knusning. Middlerrundingsgraden (MR-verdien) er en indeks som angir en tallstørrelse for rundingsgraden på prøvematerialet sett under ett. MR kan ha verdier 1,00–4,00 der 1,00 og 4,00 betyr at alle partikler i prøven er henholdsvis kantet og godt rundet. Knusningen (Kn-verdien) er en tallstørrelse som angir %-andelen av rundet og godt rundet materiale der bruddsår forekommer. MR- og Kn-verdiene har vist seg å være nyttige hjelpemidler ved vurdering av bl.a. transportmåte og transportlengde (Olsen

1980c, 1983 a og c). Massebevegelse og istransport gir ofte lav MR-verdi og høy Kn-verdi, mens breelv- og elvtransport gir motsatt resultat. Ved omtale av rundingsgraden på materialet i en avsetning er det middelfrundingsgraden som framheves. Analyseresultater er presentert samlet i Olsen (1983d).

Steinorienteringer

Steinenes lengdeaksler i bunnmorener er ofte orientert med fall mot isbevegelsesretningen. Det er derfor utført steinorienteringsanalyser på morenestein i fraksjon 20–70 mm, varierende etter dominerende grovfraksjon, for å få indikasjoner på tilhørende isbevegelsesretninger. Målingene gjelder bare partikler der forholdet mellom lengdeaksen og nest lengste akse ligger mellom 1,5:1 og 2,5:1. Partikler med lengdeakse som har et fall på mer enn 40°, er regnet som vertikale, og er derfor ikke tatt med i analysen. I snittvegger er det gravd ut subhorisontale hyller som orienteringen er foretatt i. Ved den prosedyre som her er valgt, er eventuelle målefeil (Olsen 1979; Olsen & Hamborg 1983) minsket til et minimum. For få et statistisk holdbart materiale er det i de fleste tilfeller funnet nødvendig å måle ca. 50–100 partikler. Noen av resultatene er vist i Fig. 12. De tallfestede data er for øvrig gitt i Olsen (1983d).

Andre metoder

Fargen på jordartene er bedømt ut fra en visuell betraktning i felt. Det er i dagbøkene benyttet 6 kategorier farge under beskrivelsene (blå, blågrå, grå, grågrønn, gråbrun og rød). Pakningsgraden er bedømt ut fra en tredelt skala (hardpakket, middels hardt pakket, og løst pakket). Både farge og pakningsgrad er brukt for å klassifisere jordartene bedre. Som eksempel kan nevnes at Jørstadmørenen (side 11) er blågrå og ofte hardpakket, forvittringsjord fra den yngste delen av Brøttumformasjonen er ofte rød, ablasjonsmorene er løst pakket og ofte gråbrun, o.s.v.

Seismiske målinger

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

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

Seismiske profiler som er målt opp av NGU innenfor kartblad Lillehammer er inntegnet på Pl. 1. Fig. 18, 19 og 20 viser resultatene fra noen av disse målingene. Tolking av en del av profilene finnes i teksten. Profilene over Hovemoen (Hillestad 1971) og over potensielle resipienter innen kommunen (Sørlie 1978) er ikke tatt med på kartet.

Boringer

Sonderboringer i løsmassene foretas ofte i forbindelse med seismiske målinger dels som en støtte for tolking av seismikken, dels for å angripe problemstillinger som seismikken alene ikke kan gi entydig svar på. Boringer som er utført innenfor kartblad Lillehammer er omtalt av f.eks. Østmo (1972), Sørlie (1978) og Nålsund (1981).

Appendix 2

Løsmassenes anvendelse. Eksempler på bruk av kvartærgeologiske kart.

Løsmassenes bruksegenskaper avhenger av flere faktorer. De enkelte partiklene kan bestå av bergartsstykker, mineraler eller organisk materiale. Partiklenes kornstørrelse, kornform og forvittringsgrad er av stor betydning for bruksegenskapene. I tillegg virker løsmassenes mektighet, pakningsgrad og bæreevne og de hydrologiske forhold inn på anvendelsesmulighetene. For å få god oversikt over alle disse faktorenes betydning er det som regel nødvendig med oppfølgende detaljunndersøkelser.

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 båndlegges for alltid eller for lang tid. Ofte vil én bruksmåte utelukke andre, og dette kan gi grunnlag for konflikter. Kvartærgeologiske kart (og andre temakart) er et hjelpemiddel for å oppnå fornuftig forvaltning og utnyttelse av våre naturressurser. På et tidlig stadium i planleggingen kan kartene være til stor hjelp i vurderingen av alternative bruksformer for ulike avsetningstyper.

Landbruk

Bare 3 % av Norges landareal er dyrket, og beregninger går ut på at vi har omtrent like lite dyrkingsreserver. Størsteparten av de dyrkbare områdene er i dag høyproduktive skogsarealer.

Begrepet "dyrkbare jord" endrer innhold i takt med den tekniske utviklingen, men visse fundamentale data om løsmassene utgjør likevel et nødvendig bakgrunnsmateriale for vurdering av dyrkingsjord. Tilstrekkelig jorddybde er en avgjørende forutsetning for dyrking. Dyrket og dyrkbare mark er derfor vesentlig knyttet til arealer med sammenhengende eller tykt løsmassedekke. De rikeste jordbruksdistriktene ligger i områder med finstoffrike løsmasser som har evne til å holde på fuktighet og plantenæringsstoffer. Under marin grense er de finkornige havavsetningene de viktigste. Over marin grense er morenematerialet viktigst. Grovere sorterte avsetninger, f.eks. elveavsetninger og strandavsetninger er ofte god dyrkingsjord, men generelt mer tørkesvake og har mindre evne til å holde på plantenæringsstoffene. Elvesletter har ofte et lag av finkornet flommateriale 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 utnyttes imidlertid til beitemarker og seterdrift, og framfor alt kan de ha stor skogproduksjon i lavlandet.

Byggegrunn

Løsmassene er vår mest benyttede byggegrunn. Grunnforholdene varierer meget, og brukbarheten som byggegrunn er særlig avhengig av løsmassens tykkelse, telefarlighet, bæreevne, stabilitet og dreneringsforhold. Telefare er begrenset til silt- og finsandrike løsmasstyper. Særlig er bresjø- og innsjøavsetninger (kvabb) utsatt for telehiv. Bunnmorene er også telefarlig når finstoffinnholdet er tilstrekkelig høyt. Avsetninger med god bæreevne og stabilitet tåler store belastninger uten at det oppstår setninger eller utrasninger. Normalt er morenematerialene og grovere sorterte avsetninger som f.eks. breelavsetninger gode fundamenter for bebyggelse, veibygging m.m. Finkornige avsetninger som hav- og fjordavsetninger er ofte stabile og særlig utsatt for utglidninger i skråninger og erosjonskanter. I områder med kvikkleire kan erosjon, 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 ved f.eks. drenering, blir det setninger selv om myra ikke belastes. Ved konkrete utbyggingsprosjekter vil kvartærgeologiske kart ikke erstatte grunnundersøkelser. De kan imidlertid brukes på planstadiet til å avgrense mulige områder med dårlig byggegrunn der detaljundersøkelser er nødvendige.

Byggeråstoffer

Sorterte avsetninger er viktige ressurser for bygge- og anleggsvirksomhet. Uttak av sand og grus til betong- og veiformål dominerer. Praktisk utnyttelse av sand- og grusforekomster er avhengig av tilfredsstillende kvalitet og mengde. Brukbare forekomster finnes ofte i breelavsetninger. Særlig store og viktige er mange av forekomstene dannet i forbindelse med brerandtrinnene, side 40. Andre sorterte avsetninger som elve- og strandavsetninger kan også være viktige ressurser. Det samme gjelder sandig/grusig morenematerialer med lite finstoffinnhold (ablasjonsmorene). Finstoffholdig bunnmorene med liten evne til å slippe gjennom vann kan være godt egnet som tetningskjerner i jordfyllingsdammer. Leire er et råstoff for teglindustrien og for produksjon av lett betongtilslag, og finnes hovedsakelig i de finkornige hav- og fjordavsetningene.

Grunnvann i løsmasser

Under grunnvannsspeilet er alle hulrom (porer) mellom partiklene i løsavsetningene fylt med vann. Om en avsetning er egnet for grunnvannsuttak, er bestemt av grunnvannsspeilets beliggenhet og løsmassenes effektive porøsitet (hvor mye uttakbart vann en avsetning kan inneholde) og permeabilitet (avsetningenes evne til å slippe vann igjennom). 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, eller ved kunstig tilførsel av vann (kunstig infiltrasjon). Oppfølgende undersøkelser er nødvendig for å klargjøre vannets kvalitet og uttakbar mengde, og for lokaliseringer av brønner.

Avfallsdeponering

I mange tilfeller 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. Grunnvannsspeilet bør ligge dypt og med minst mulig gradient. Avstanden fra deponeringssted til åpent vann og grunnvannsbrønner må være over en viss grense, avhengig av bl.a. løsmassenes kornstørrelse og lagdeling. De beste masser vi kjenner for infiltrasjon er sorterte sand- og grusavsetninger. Tette masser som f.eks. enkelte bunnmorener og finkornige havavsetninger egner seg dårlig på grunn av liten kapasitet.

Kontrollert avrenning kan benyttes i områder med tette masser, f.eks. finkornige bunnmorener eller havavsetninger. Ved hensiktsmessige anleggs- og driftstiltak vil sigevannet kunne samles opp og eventuelt renses.

Malmleting

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

Vern – fredning

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

Annen bruk

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

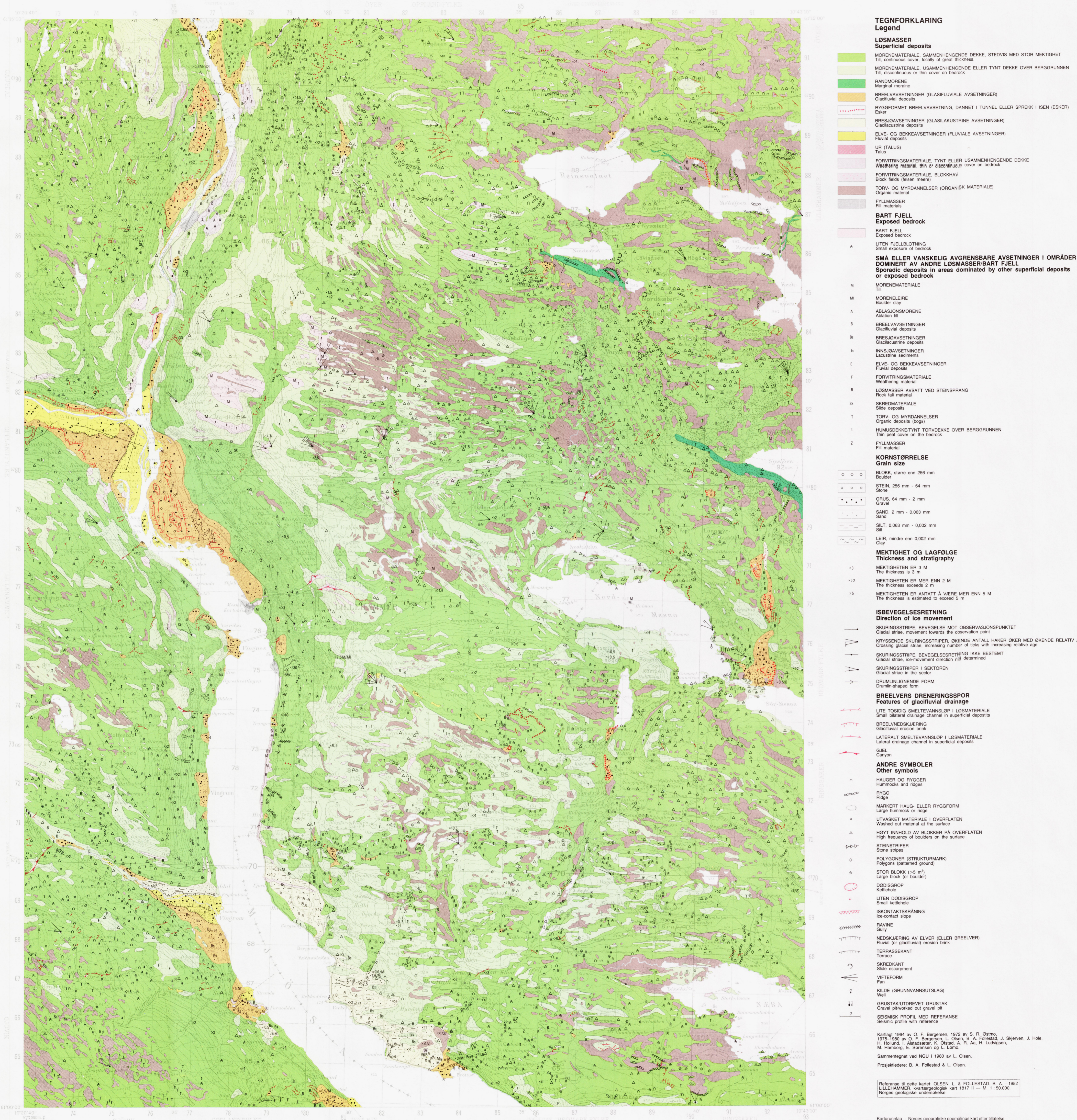
De kvartærgeologiske kartene kan anvendes i forskning og undervisning. Videre er de et velegnet utgangspunkt for spesialundersøkelser, bl.a. i ingeniørgeologi og geoteknikk.

LILLEHAMMER

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

1817 II

KVARTÆRGEOLOGISK KART 1:50 000



TEGNFORKLARING

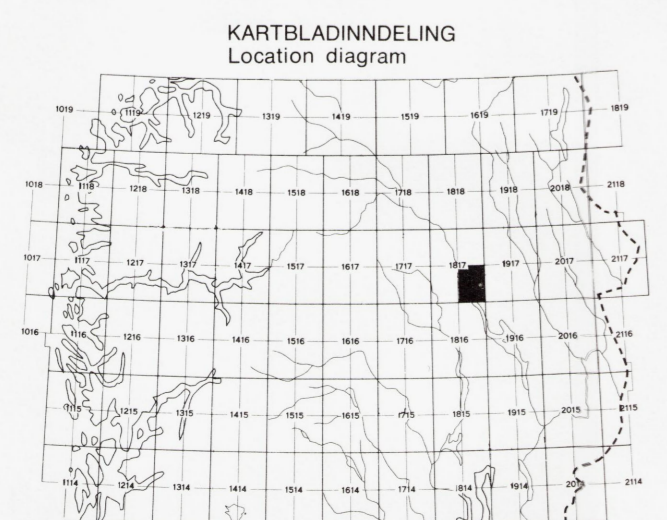
Legend

- LOSMASSER**
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)
Glacifluvial deposits
- RYGGFORMET BREELVAVSETNING, DANNET I TUNNEL ELLER SPREKK I ISEN (ESKER)
Esker
- BRESJØAVSETNINGER (GLASILAKSTRINE AVSETNINGER)
Glaciolacustrine deposits
- ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER (FLUVIALE AVSETNINGER)
Fluvial deposits
- UR (TALUS)
Talus
- FØRVIPTINGSMAATERIALE, TYNT ELLER USAMMENHENGENDE DEKKE
Weathering material, thin or discontinuous cover on bedrock
- FØRVIPTINGSMAATERIALE, BLOKKHAV
Block fields (felsen meier)
- TORV- OG MYRDANNELSER (ORGANISK MATERIALE)
Organic material
- FYLLMASSER
Fill material
- BART FJELL**
Exposed bedrock
- BART FJELL
Exposed bedrock
- LITEN FJELLBLØTNING
Small exposure bedrock
- SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LOSMASSER/BART FJELL**
Sporadic deposits in areas dominated by other superficial deposits or exposed bedrock
- M MORENEMATERIALE
Till
- Mi MORENELEIRE
Boulder clay
- A ABLASJONSMORENE
Ablation till
- B BREELVAVSETNINGER
Glacifluvial deposits
- Bs BRESJØAVSETNINGER
Glaciolacustrine deposits
- h INNSJØAVSETNINGER
Lacustrine sediments
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNINGER
Fluvial deposits
- F FØRVIPTINGSMAATERIALE
Weathering material
- R LOSMASSER AVSATT VED STEINSPRANG
Rock fall material
- Sk SKREDMATERIALE
Slide deposits
- T TORV- OG MYRDANNELSER
Organic deposits (bogs)
- I HUMUSDEKKE TYNT TORVEDEKE OVER BERGRUNNEN
Thin peat cover on the bedrock
- Z FYLLMASSER
Fill material
- KORNSTØRRELSE**
Grain size
- o o o BLOKK, større enn 256 mm
Boulder
- o o o STEIN, 256 mm - 64 mm
- o o o GRUS, 64 mm - 2 mm
- o o o SAND, 2 mm - 0,063 mm
- o o o SILT, 0,063 mm - 0,002 mm
- o o o LEIR, mindre enn 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
- ISBEVEGELSESETNING**
Direction of ice movement
- SKURINGSSTRIFE, BEVEGELSE MOT OBSERVASJONSPUNKET
Glacial stria, movement towards the observation point
- KRYSSENDE SKURINGSSTRIPER, ØKENDE ANTALL HAKER ØKER MED ØKENDE RELATIV ALDER
Crossing glacial striae, increasing number of ticks with increasing relative age
- SKURINGSSTRIFE, BEVEGELSESETNING IKKE BESTEMT
Glacial striae, ice-movement direction not determined
- SKURINGSSTRIPER I SEKTOREN
Glacial striae in the sector
- DRUMMLIGNENDE FORM
Drum-shaped form
- BREELVERS DRENERINGSSPOR**
Features of glacial drainage
- LITE TOSIDIG SMELTEVANNSLØP I LOSMATERIALE
Small bilateral drainage channel in superficial deposits
- BREELVNEDESKJERING
Glacifluvial erosion brink
- LATERALT SMELTEVANNSLØP I LOSMATERIALE
Lateral drainage channel in superficial deposits
- QUEL
Canyon
- ANDRE SYMBOLER**
Other symbols
- HAUGER OG RYGGER
Hummocks and ridges
- RYGG
Ridge
- MARKERT HAUG- ELLER RYGGFORM
Large hummock or ridge
- UTVASKET MATERIALE I OVERFLATEN
Washed out material at the surface
- HOYT INNHOLD AV BLOKKER PÅ OVERFLATEN
High frequency of boulders on the surface
- STEINSTRIPER
Stone stripes
- POLYGONER (STRUKTURMARK)
Polygons (patterned ground)
- STOR BLOKK (>5 m²)
Large block (or boulder)
- DØDISGRUP
Kettlehole
- LITEN DØDISGRUP
Small kettlehole
- ISKONTAKTSKRÅNING
Ice-contact slope
- RAVINE
Gully
- NEDSKJERING AV ELVER (ELLER BREELVER)
Fluvial (or glacifluvial) erosion brink
- TERRASSEKANT
Terrace
- SKREDKANT
Slide escarpment
- VIJTEFORM
Firn
- KILDE (GRUNNVANNUTSLAG)
Well
- GRUSTAK/UTDREVT GRUSTAK
Gravel pit/worked out gravel pit
- SEISMISK PROFIL MED REFERANSE
Seismic profile with reference

Kartlagt 1964 av O. F. Bergersen, 1972 av S. R. Østmo, 1975-1980 av O. F. Bergersen, L. Olsen, B. A. Føllesstad, J. Skjerve, J. Hole, H. Holund, I. Aabås, K. Østad, A. R. Au, H. Ludvigsen, M. Hamborg, E. Sørensen og L. Lømo.
Sammenlagt ved NGU i 1980 av L. Olsen.
Prosjektledere: B. A. Føllesstad & L. Olsen.

Referanse til dette kartet: OLSEN, L. & FOLLESTAD, B. A. - 1982
LILLEHAMMER, kvartærgeologisk kart 1817 II - M 1:50 000.
Norges geologiske undersøkelse

Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålingskart eller tilsvarende
Prosjektgrafi: Norges geologiske undersøkelse
A/S Adresseavisen, Trondheim - 1982
Forlag: Universitetsforlaget



SONEBETEGNING	KARTUTVIKSEL	UTVIKSEL	UTVIKSEL
32V	100-km-rute	100-km-rute	100-km-rute
NN	100-km-rute	100-km-rute	100-km-rute

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

TO GIVE AN STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET TO METERS

Read letters identifying 100 000 meter square in which the point lies

Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read 5-DIGIT figure denoting the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point

Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read 5-DIGIT figure denoting the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point

SAMPLE REFERENCE

If reporting beyond 10' in any direction, prefix Grid Zone Designation

32VNN2795

676,000

IGNORE THE SMALLER figures of any grid number; these are for fixing the full coordinates. USE ONLY THE LARGER figures of the grid number

