

55(481)
N/306

NGU



Norges geologiske
undersøkelse

Nr. 306

Skrifter 11

Olaf Holtedahl: Noen glasifluviale is-
rand-avsetninger i den sydlige del av
Glomma-vassdragets (nåværende) dre-
neringsområde

Universitetsforlaget 1974

Trondheim · Oslo · Bergen · Tromsø



NGU Norges geologiske undersøkelse

Geological Survey of Norway

Norges geologiske undersøkelse, Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (075) 20166.
Postadresse: Postboks 3006, 7001 Trondheim.

Administrerende direktør: *Knut Heier*

Geologisk avdeling: Direktør dr. philos. *Peter Padget*

Geofysisk avdeling: Direktør *Inge Aalstad*

Kjemisk avdeling: Direktør *Aslak Kvalheim*

Publikasjoner fra *Norges geologiske undersøkelse* utgis som bind med fortløpende hovednummerering, og deles inn i to serier, *Bulletin* og *Skrifter*.

Bulletin omfatter vitenskapelige arbeider over regionale, generelle eller spesialiserte emner av faglig interesse.

Skrifter omfatter beskrivende artikler og rapporter over regionale, tekniske, økonomiske, naturfaglige og andre geologiske emner av spesialisert eller allmen interesse. *Skrifter* utgis på norsk, med resymé på engelsk (Abstract).

REDAKTØR

Knut Åm, Norges geologiske undersøkelse, Postboks 3006, 7001 Trondheim

UTGIVER

Universitetsforlaget, Postboks 307, Blindern, Oslo 3

TIDLIGERE PUBLIKASJONER OG KART

NGU trykker med noen års mellomrom «Fortegnelse over publikasjoner og kart utgitt av Norges geologiske undersøkelse». Siste utgave kom i 1971 og kan fås ved henvendelse til Universitetsforlaget.

De nyeste kart fra NGU er oppført på tredje omslagsside.

MANUSKRIPTER

En rettleiding for utarbeiding av manuskripter (Instructions to contributors to the NGU Series) kan finnes i NGU Nr. 273, s. 1-5.

55(481)

N/306

16093

Noen glasifluviale isrand-avsetninger i den sydlige del av Glomma-vassdragets (nåværende) dreneringsområde

Med en del berggeologisk-morfologiske data fra de nordlige Øyeren-trakter

OLAF HOLTEDAHL

Holtedahl, O. 1974: Some glaciofluvial marginal deposits in the southern part of the (present) drainage area of the Glomma river system. With some data on solid geology and morphology of the northern Øyeren district. *Norges geol. Unders.* 306, 1-85.

The present paper represents more or less a continuation of the writer's publication from 1924, which mainly dealt with the northern Romerike district of southeastern Norway, from Jessheim to Lake Mjøsa. Descriptions and illustrations are given of a number of the more southern glacio-fluvial deposits within the present drainage area of the Glomma river system, from the 'Mona' deposit (far to the south) to the Berger terrace in the north. The following types of deposits have been met with.

The impressive transverse gravel and sand mass of 'Mona', ridge-like but with a narrow plateau top. This deposit has been built up to sea-level across a rock depression which is parallel to the dominating structural trend (N-S to NNW-SSE).

The *Steinsrud - Tunnerudmoen* deposits, the material of which has been (probably largely sub-glacially) brought down to the old Øyeren fjord from the highly dissected rocky area to the north and northeast.

The *Lystadmoen and Asakmoen* deposits, typical delta terraces, with material transported from deeper levels in narrow rock channels parallel to the main structural trend.

The lateral, very large, gravel, sand and silt complex at *Berger*, deposited on a platform-like bedrock surface (SE of Mt. Hekseberget) by melt water from an ice-body in the Leira valley depression. A comparison with examples of an 'upstream-transport' at a present-day fjord coast in Spitsbergen is of considerable interest.

The first part of the paper contains some new data on the solid geology in the northern Øyeren district. Of these results it can be noted that the down-faulted area of post-Precambrian rocks, the existence of which has been of great importance in the geographical history of the southern part of the Glomma river system, is more extensive than has previously been thought.

O. Holtedahl, *Torgny Segerstedts* v. 16, Oslo 3, Norway

INNHold

Innledning	2
En del berggeologisk-morfologiske data fra de nordlige Øyeren-trakter	4
Iakttagelser over berggrunnen i strøk øst for den nordre del av Øyeren	6
Glasifluviale israndavsetninger	13

«Mona»-forekomsten (ved Mysen)	13
Steinsrud – Tunnerudmoen (øst for den nordlige del av Øyeren)	25
Lystadmoen (like øst for Glomma på oversiktskartet Fig. 1)	35
Asakmoen med tilgrensende terreng (Fig. 36)	38
Berger-forekomsten i Skedsmo (Fig. 45 og 46)	46
Innledende bemerkninger	46
Nordre grustak med tilstøtende terreng	49
Midt-partiet i nordøst	54
Østre grustak	57
Den sydvestligste del av Berger-forekomsten	67
Noen sluttbemerkninger	70
Steintellinger og rundethetsanalyser fra israndavsetningen ved Berger og Asak, med en sammenligning av analyser fra Øvre-Romerike ved Svein Roar Østmo	74
Summary	79
Etterord	84
Litteratur	85

Innledning

I min avhandling om israndterrassene syd for de store østlandske sjøer (Holtedahl 1924), var det spesielt strøk av *nordre Romerike*, fra Jessheim til Mjøsa, som var gjenstand for nærmere omtale. Ganske kortfattet nevnte jeg noen sydligere grusforekomster, bl.a. Berger i Skedsmo (s. 83-84) og Mona ved Mysen (s. 79-80). Først meget senere, i tilknytning til utarbeidelsen av 2. bind av «Norges Geologi» (Holtedahl 1953) kom jeg igjen til å beskjefte meg med det sydøstlige Norges kvartærgeologi.

Det var imidlertid først i midten av 1960-årene at jeg tok opp et mer omfattende arbeide med den gruppe glasifluviale avsetninger som vi skal beskjefte oss med i denne avhandling. Det var på denne tid Widerøes Flyveselskap A/S hadde utarbeidet karter i stor målestokk (1:5.000) for flere av de kommuner hvis områder jeg var interessert i, bl.a. Fet og Skedsmo. For den førstnevnte bygd, med tilgrensende strøk ble det også gjort en del *berggeologiske* studier som kan bidra til å belyse landformenes, og dermed også de hydrografiske forholds historie.¹

Med hensyn til tidligere forfatteres omtale av de glasifluviale avsetninger vi nedenfor skal beskjefte oss med, vil den bli nevnt under vedkommende avsnitt. Det kan innledningsvis, og generelt, gjøres oppmerksom på at vi i Gunnar Holmsens (og medarbeideres) oversiktsarbeider (Holmsen 1951, 1954, 1965 og 1971) finner mer eller mindre av beskrivelser av praktisk talt alle de forekomster vi får å gjøre med i det nå foreliggende arbeide.

Dette arbeide har som mål å prøve å belyse tilblivelseshistorien for en

¹ Jeg har nå også fått innfridd et løfte om å utarbeide et populært holdt *geologisk* bidrag til en bygdebok for Fet. Det er oversendt bokkomiteén for en tid siden.

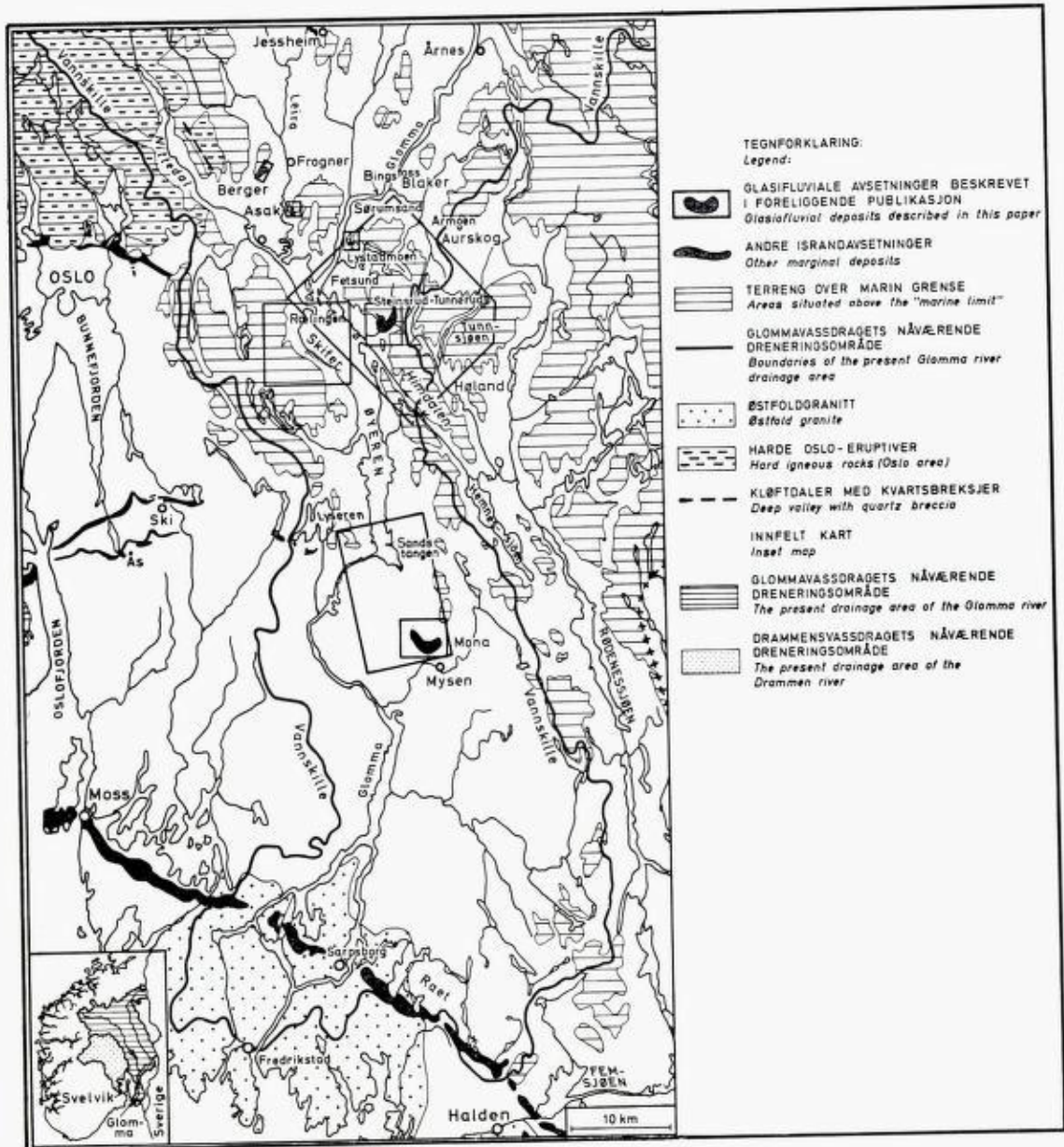


Fig. 1. Oversiktskart
General map

del unge geologiske avsetninger, som har det tilfelles at de alle mer eller mindre raskt forsvinner! Det blir da studiet av den *geografisk-geologiske utvikling* av områdene som blir det sentrale mål, og fremstillingen vil i høy grad støtte seg på fotografier med tilhørende forklaringer.



Fig. 2. Flyfoto av den nordvestligste del av Øyeren med tilgrensende landområde (Glomma-deltaet i nordøst). Den brutte linje – forkastningslinjen mot grunnfjellet. G – grunnfjell ved Øyeren. A – alunskifer med parallelltliggende Oslo-eruptivganger. B kgl i SØ – liten rest av kambrisk bunnkonglomerat. Den lyse linje i nordvest viser en vei som muligens følger av forkastningslinje på den kant. Foto: Wideroes Flyveselskap.

Air photograph of the northwesternmost part of lake Øyeren, with adjacent land. Glomma delta to the NE. Broken line fault line with Precambrian gneiss (G) to the SW. A Cambrian alum shale with sills of Oslo-type. B kgl – remains of Cambrian basal conglomerate. The thin white line to the NW marks a road which may follow another fault line.

En del berggeologisk-morfologiske data fra de nordlige Øyeren-trakter

Enhver geolog som ser den svære Mona-ryggen ved Mysen i Østfold, med kolossale mengder av til dels grovsteinet grus i nivå høyt over det tilgrensende terreng, må få et sterkt inntrykk av mengden av – og kraften i – de smelte-

vannsmasser som ved slutten av siste istid her har strømmet frem nordfra, overveiende gjennom senkningen der Øyeren nå ligger.

Det dreier seg da også om et veldig dreneringsområde. Det innfelte lille kart på Fig. 1 viser utstrekningen av Glommavassdragets nedslagsdistrikt i vår tid. Det omfatter en meget stor del av Syd-Norge. Her er da imidlertid det å merke at under siste istids smeltningsperiode gikk dreneringen for de østlige deler av området i stor utstrekning øst for Glommas nåværende nedre løp, bl.a. til Värmland på den svenske side av riksgrensen. Elvens skarpe retningsforandring ved Kongsvinger er jo et utpreget «påtvunget» forhold. For de nordligste av de nå beskrevne forekomster, Asak og Berger, likesom for de nordligste avsetninger syd for Mjøsa, må da transporten helt vesentlig ha gått gjennom Mjøs-senkningen (lengst vest også over Hurdalsjøens basseng).

Vi ser på kartet, Fig. 1, hvordan Glomma-vassdragets nedslagsdistrikt smaler sterkt inn i Øyeren-trakten og – som Holtedahl (1910) påpeker – må forekomsten av innsunkne kambriske skifermasser (og yngre, mer eller mindre løse bergartsmasser) ha vært av vesentlig betydning for den hydrografiske utvikling. Tilstedeværelsen av hårde Oslo-eruptiver i stroket nordøst for Bunnefjorden har muligens også vært medvirkende til at vi fikk de nåværende forhold med vassdragets løp langt sydover, parallelt med Oslofjorden. At innsynkningsområdet er større enn vist på kartet i Holtedahl (1907), ble vist ved forekomsten av kambrisk bunnkonglomerat vest for hovedforkastningslinjen (Holtedahl 1916), (Fig. 3), og senere studier av flybilder over Øyerenområdet (Fig. 2) tyder på at innsenkingsområdet også mot nord er større enn angitt på det nevnte kart. Jeg har i senere tid et par ganger besøkt disse trakter, siste gang sammen med amanuensis Johan Naterstad som påviste kvartsbreksjer nordvestover i det dalføre som den strekede linje på Fig. 2 følger. Vi kan rimeligvis anta at området også nord for den nordligste G på Fig. 2 har sunket, men altså mindre enn området sønnenfor. Enda lenger mot nord har vi muligens også en bruddlinje, her i retning NNØ. Den lyse linje på flyfotografiet viser landeveien som stykkevis følger en jevn grense mellom opp-ragende gneisberg i vest og tykke leirmasser i øst.

I et bidrag til en bygdehistorie for Rælingen har Gleditsch (1955, s. 32-54) gitt en oversikt over berggrunnen i dette distrikt, og nevner forekomsten av kvartsbreksjer som angir forkastninger uten at deres alder kan angis med sikkerhet. Av særlig interesse er forekomsten i grunnfjellsmassene av ganger av camptonitt og diabas av Oslo-alder (utenom de basiske gangmasser som ligger i, eller nå som et beskyttende dekke over, restene av alunskiferen).

På noen strekninger av Øyerens begrensningslinje lenger sydover iakttar vi hvordan mer eller mindre fremstikkende partier tildels har en jevn nord-syd-kontur som muligens kunne antyde tektoniske linjer også her. Det gjelder halvøya syd for Preståa i Enebakk, på vestsiden, og partier ut for henholdsvis Gillingsrud og Agnes på østsiden, i Trøgstad, noe lenger syd. Jeg kan da videre peke på Glommas påfallende rettlinjede NNØ-lige løp i Eidsberg (med tykke løsmasser i fortsettelsen nordover mot Mona-ryggen). Vi har



Fig. 3. Stykke av kambrisk bunnkonglomerat fra forekomsten (B Kgl.) lengst i sydøst på Fig. 2. Det består for det meste av kantet steinmateriale, overveiende av pegmatittkvarter, med feltspat bl.a. i den lyse stein til venstre.

Specimen of Cambrian basal conglomerate (B Kgl.) resting on Precambrian gneiss (cf. Fig. 2).

sikkerlig her å gjøre med en markert sprekkesone, som alt er nevnt av Rekestad (1921). Lenger syd blir så forholdene uregelmessige idet vassdraget deler seg i to, med det nåværende strømløp på østsiden. Det er interessant å se hvordan det (sml. Oxaal's (1916) kart over det sydligste Østfolds granittområde) nettopp i den skillende bergkile står en nordlig utløper av Østfoldgranitt (her en temmelig finkornet, muskovittrik bergart) med gneis på sidene. Granitten har med sin mer kompakte karakter budt erosjonen sterkere motstand. Sydover mot ra-ryggen blir da vassdragsløpenes bilde enda mere komplisert på grunn av terrengets lavere og mer utjevnete høyde.

IAKTTAGELSER OVER BERGGRUNNEN I STRØK ØST FOR DEN NORDRE DEL AV ØYEREN

Vi skal se litt nærmere på forholdene innen Fet kommunes grenser. Vi har et typisk gneis-område, med tildels rikelig amfibolittiske drag. Knyttet til et slikt er klebersteinsforekomster i Piggåsen nær grensen Fet – Sorum, på vestsiden av den gamle vei oppe i høyden, på østsiden av Glomma (se kart Fig. 33). Også i terrenget øst for veien har det vært tatt ut kleberstein

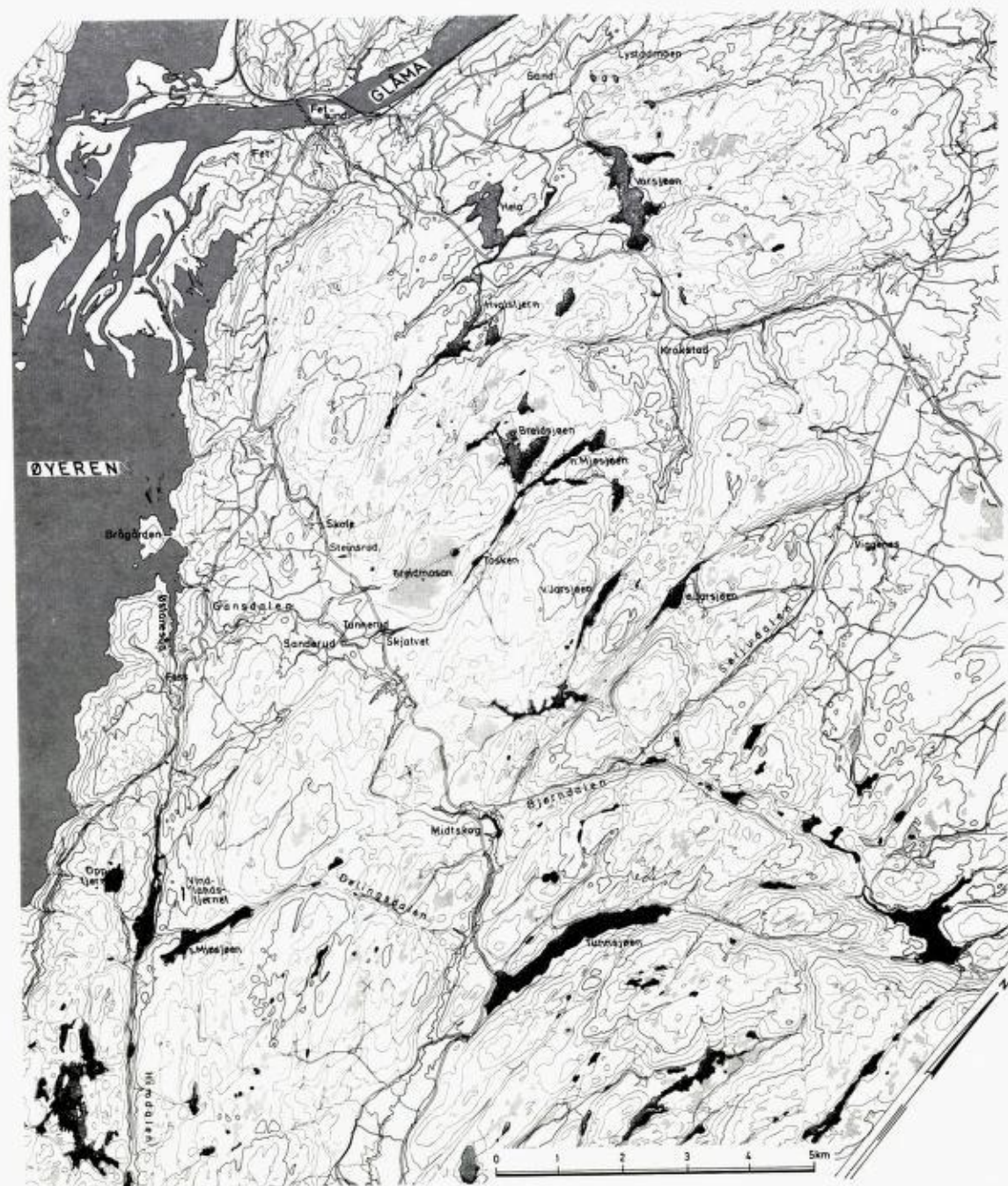


Fig. 4. Området mellom den nordligste del av Øyeren og Aurskog-lavlandet i øst. Lys tone på landterreng over 200 m høydekurven. Sjøer og tjern mørkt grå. Fra Norges Geografiske Oppmålings blad Fet i 1:50 000, ekvistanse 20 m.
 The district between the northernmost part of Lake Øyeren and the lowland of Aurskog. Light grey-land areas above the 200 m contour line. Dark grey – lakes and tarns.



Fig. 5. Kvartspartier liggende parallelt skifriheten i amfibolitt. Bergpartiet V for den S-ligste del av Søndre Mjøsjø.

Quartz bodies parallel to the schistosity of amphibolite, W of southernmost part of lake Søndre Mjøsjø.

(se også Holvedahl 1942, s. 38-39 og Hougen 1962, s. 73-76). Gneisene som mest er grå, varierer betydelig i karakter. Ofte viser de en meget markert lagdeling som rimeligvis representerer sediment-strukturer. Av særlig interesse er forekomsten i gneis-komplekset nær Øyeren av drag av kvartsitt, særlig i strøket mellom Himdalen og Øyeren. De ble først sett av W. Werenskiold i 1940, i strøket ved Opptjern (se hans dagbok til NGU for 8.-12. juli 1940). Werenskiold nevner da ellers glimmer-rike gneiser og kvarts-glimmerskifre. Der er også en del forekomster av forholdsvis massive granittiske eller granodiorittiske bergarter som er avsatt på det gamle geologiske Fet-kart som «grunnfjellels gamle granitt, eller stripet granitt». Det synes å være overgangsforhold til de mere lagdelte gneiser. De lagbygde grunnfjells-bergarters strøk er stort sett temmelig regelmessig sydøstlig i de søndre og midtre deler av området (med forøvrig en del uregelmessigheter lengst syd, nær Øyeren), mens man lengst nord har divergerende strøkforhold (NV-lig vest for Glomma, NS til NNØ, østenfor), se det lille kart på Fig. 33. Lokalt kan man ha intenst sammenfoldete gneis-masser, tildels med liggende folder, slik de kan sees i de utmerkede nye skjæringer ved nyveien Fetsund-Blaker (mellom Vardsjøen og Krokstad).

Pegmatitter opptrer tildels ganske alminnelig og ved Duerud i Gansdalen har det vært drift på glimmer i en slik pegmatittmasse. Ellers har man enkelte steder ganske rikelig med kvartsganger, og det kan nevnes at det i en kvartsgang nord for Piggåsen (som for er nevnt) er funnet ganske vakre epidotkrystaller med søyler på tildels over 2 cm i tverrsnitt. En rekke, tildels tykke,

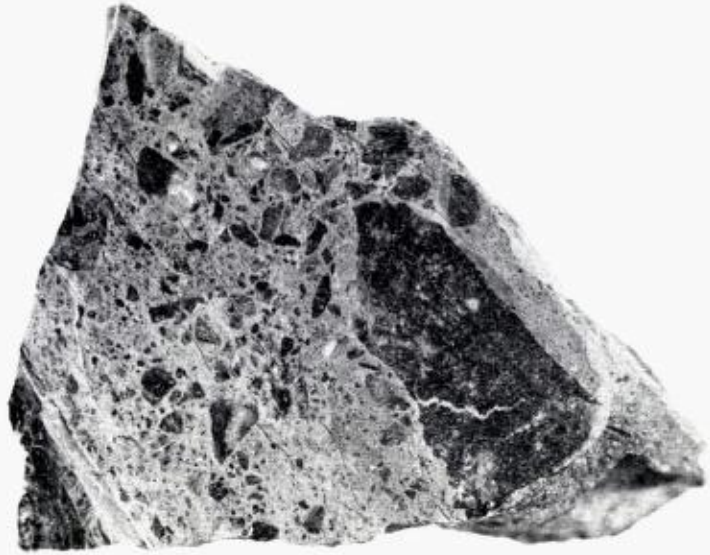


Fig. 6. Stykke av epidotrik breksje i tynn, uregelmessig forløpende gang. Sannsynligvis av prekambrisk alder. Grensen til sidesteinen kan sees til venstre. Ved sydenden av Vindlandstjernet (ved nordenden av Himdalen).

Fragment of a thin irregular greenish dyke, rich in epidote and probably of Precambrian age, cutting very fine-grained gneiss, near the SE end of lake Vindlandstjernet at north end of Himdalen. Dyke margin to the lower left.

SØ-strykende kvartsganger forekommer som lag-parallele masser i skifrig amfibolitt i et fjellparti ved sydenden av Søndre Mjøsjoen (Fig. 5). Her har vi et markert sprekkesystem i NS-retning som fortsetter nordover i Mjøsjo-dalen. Der hvor det nevnte bergparti kommer ned til syd-østenden av Vindlandstjernet, som ligger i Himdalslinjen (se senere), forekommer det i gneis en egenartet, uregelmessig fortløpende grønnfarget bruddstykke-førende gang, med maksimalt ca. 1 dm tykkelse (Fig. 6). Professor Ivar Oftedal har velvilligst studert slip av bergarten og meddelt følgende: «Mellommassen er meget finkornet, 0.01 til 0.1 mm, vanskelig bestembar, men består antagelig av jernrik epidot samt noe kvarts og feltspat. Gangen er gjennomsett av fine kvartsårer. Bruddstykker: Finkornet kvarts-rik granittisk eller granodiorittisk gneis med ufrisk feltspat, ren finkornet kvartsitt, samt en muskovittførende presset kvartsitt og epidot- og kloritt-førende gneis-bergarter. Dertil stykker av enkeltkrystaller av plagioklas, epidot m.v. Det er en antydning til en grensesone, rik på epidot.» Hovedmassen av bruddstykkene er lik sidesteinen, som er en temmelig mørk, meget finkornet gneis. Slip av en lignende gneistype tatt noe sønnenfor (ved Stefferud) beskrives av Oftedal slik: «Mikroskopisk kruset, grunnmassens kornstørrelse ca. 0.01 - 0.1 mm, heri noen større korn. Slirer eller utkilende lag av vekslende sammensetning: 1. kvarts-plagioklas med muskovitt, 2. epidot-kloritt-rik med titanitt. Tildels linseformete kvartsaggragater ca. 5×1 mm av utseende som finkornet kvartsitt. Meget av materialet er kataklastisk. Jeg vil kalle bergarten mylonitt.»



Fig. 7. Fra den nordligste del av Himdalen (sett mot NNV). Sydvest-siden med steilt sydvest-fallende gneis, er den bratteste siden. Tegning fra 1909.
From the northern part of the Himdalen valley. The SW side, with steeply SW-dipping gneiss, is the steeper one. Drawing, 1909.

Himdalen og breksjen ved Foss, Gansdalen. Et topografisk trekk som med en gang tiltrekker seg oppmerksomheten hvis man betrakter kartbladet Fet er den rette NV-SØ-løpende linje som i nord markeres av Østanes-åa ved Øyeren (med, i nordlig fortsettelse, det smale eid øst for Brågård-halvøya), videre Vindlandstjernet og den trange Himdalen lenger syd, omtalt av Holvedahl (1910, s. 9 m.v.). På hele strekningen er forsenkningens retning helt eller meget nær parallell bergmassens strøkretning. Lenger syd følger en åpnere dal til Hemnessjøen (kartenes Øgderen) med herfra en senkning over til en vik i den nordvestlige del av den lange Rødenes-sjøen, som ligger i en betydelig knusningssone (Skjernaa 1972).

Jeg foretok alt i 1909 befaringer i Himdalen for muligens å finne tegn på en tektonisk oppbrytning, men uten resultat (1910, s. 13). Dalbunnen bestod mest av myr og smale tjern, Fig. 7. En sommer langt senere, da det var meget lite vann i vassdragene, så jeg på forholdene i elven fra Vindlandstjernet som straks innenfor Østanes-åa har skåret seg ned i berget (ved Foss slipeskivefabrikk) og fant i en liten foss, der elven krysser bergmassens strøkretning, flere lag-formige partier av en typisk breksje-bergart (Fig. 8) som med noen få dm's tykkelse står parallelt med gneisenes steile sydvestlige fall. Breksjen viser fragmenter av en meget finkornig gneis-bergart sammenkittet

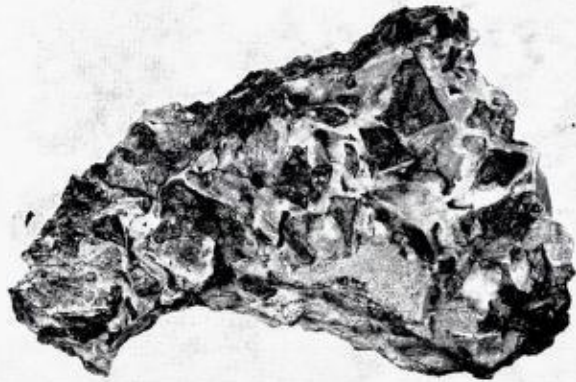


Fig. 8. Rivningsbreksje av antatt Oslo-alder i gneis ved Foss i Himdalens nordvestlige fortsettelse, nær Øyeren. Bruddstykker av mylonittisk bergart sammenkittet av kalkspat som har tallrike druserom. Nat. st.

Friction breccia, supposed to be of 'Oslo-age', in the Precambrian at Foss, in the NW continuation of the Himdalen valley, near Øyeren, from a steeply dipping layer parallel to the gneiss structure. Fragments of fine-grained mylonitic rock cemented by calcite.

av kalkspat, med tildels åpne druserom, med små krystaller. Mens den før omtalte breksje-gang antas å være av prekambrisk alder, er kalkspat-breksjen ved Foss temmelig sikkert av Oslofelt-alder. Amanuensis Naterstad har påvist kløftlignende daler med kvartsbreksjer i Oslo-granitt på østsiden av Nittedal, med temmelig nær samme retning som Himdalen. Like ved en gangbro over elven ved Foss er det en liten knaus med en temmelig fast og massiv, meget finkornet bergart som på slepen flate viser lagbygning med en tydelig oppbrytningsstruktur.

Det tør være sannsynlig at det etter «Himdalslinjen» har foregått tektonisk oppbrytning både i prekambrisk og yngre tid. Når man ser på bergartene på de to sider av Himdalen (tildels er det bare 50-60 m imellom dem ved bunnen), får man ikke inntrykk av at det dreier seg om nevneverdig forskjellige bergarter, men derfor kan det jo ha vært en betydelig forskyvning.

Åspartiene mellom Himdalslinjen og Blaker – Aurskog senkningen har gode eksempler på skarpt nedskårne «sprekkedaler» av en type som er karakteristisk for mange fennoskandiske grunnfjellstrøk. Holtedahl (1910, s. 15) fremhevet at en dyptgående forvitring langs svakhetslinjer i berggrunnen i preglasiale og interglasiale tider må ha vært en hovedfaktor og at rennende vann og bre-is mest har spilt en opprensende rolle. Jeg har sett litt nøyere på to daler innen det nevnte område, og begge viser forhold av interesse. Den ene er Mjosjø-dalen som strekker seg fra Søndre Mjosjøen mot NNØ, mens gneisens strøk her er SØ. Dette område er fra gammelt kjent for sin villhet. Fotografiet, Fig. 9, gir et inntrykk av karakteren, med ofte stupbratte vegger som nederst tildels har en antydning til en lamellær avspaltning på flatene som kunne antyde forskyvninger. Nedskjæringenes samlede dybde kan



Fig. 9 Fra den kløftlignende dal ca. 1 km N for Søndre Mjøsjø, sett mot NV-siden. Bunnen er oftest dekket av nedfallen stein, men i de nedre deler av bergsidene er det lokalt iaktatt horisontal isskuring.

From the canyon-like valley N of Lake Søndre Mjøsjø, We look towards NW. Distinct, horizontal ice-scouring has been locally observed on the lowermost part of the rock walls.

overskride 50 m. I den nederste del av dalsidene forekommer noen steder en tildels overordentlig tydelig horisontal isskuring.

Det annet dalføre er den NNØ-løpende Bjørndalen nordøst for Midtskog og dens fortsettelse Soljudalen i omtrent nordlig retning, mot gården Viggens i Aurskog. Også her er det ganske mange markerte partier med steilt (dog mindre høyt) berg på sidene. Litt nord for vannskillet er det på østsiden av den nye vei her iaktatt spesielle forhold, idet gneisen i et parti som går inn fra bergsiden ved veien, er fullstendig gjennomforvitret (Fig. 10), for en stor del leiraktig, men man kan stykkevis se den opprinnelige bergartsstruktur. Dosent Per Jørgensen har velvilligst undersøkt leirfraksjonen i forvitringmassen og funnet den å bestå av montmorillonitt. Det dreier seg altså om en kjemisk forvitring i et gneisparti som etter sin beliggenhet har vært beskyttet mot is-erosjonen der her har vært konsentrert langs den nord-sydgående kløftlignende senkning.



Fig. 10. Til venstre kjemisk forvitret gneis i steiltstående parti på sydøstsiden av den sydvestre del av Soljudalen i Aurskog.
To the left chemically weathered gneiss on SE side of southwestern part of Soljudalen in Aurskog.

Glasifluviale israndavsetninger

«MONA»-FOREKOMSTEN (VED MYSEN)

Alt Keilhau (1838, s. 147-148) gir en kort omtale av denne store grusforekomsten (Fig. 11). Han nevner dens buede form, med konkavitet mot nord, der man også har den steileste skråning. Om materialet sier han at blokkene er godt rundet. Keilhau regner avsetningen som et ledd i en rekke der bl.a. grusryggen i Skiområdet hører til. Han sammenligner den med svenske «åsar», og da det i disse er funnet havskjell, antar han at også norske grusforekomster er avsatt i havet. En nøyere omtale av Keilhaus kvartærgeologiske anskuelser finnes i Bjørlykke (1913, s. 6-9).

Kjerulf (1879, s. 40) har et kart over «morenerekkene» i den sydøstlige del av landet, og her finner vi da «Mobanken» som tilhører hans rekke 2, dit han henfører forekomster ved Lyseren, Ski, Frogn, Drøbak, Svelvik. For Mobanken og Svelvikryggen nevnes at de er helt igjennom lagede – «men de ligger i morene-linjene og bærer store blokker» (s. 41).

Rekstad (1921, s. 27-28, 1922, s. 8-10) gir en nøyere beskrivelse av avsetningen. Navnet mener han skyldes ryggformen og har sammenheng med «mán» (manke). Han omtaler lagningen med vekslende grovere og finere gruslag som faller mot syd. Det blir nevnt at blokkinnholdet er ganske stort, og at enkelte av blokkene består av nordmarkitt og porfyr fra Oslofeltet. Ryggens største høyde er angitt til 214 m og den marine grense til 190 m o.h.

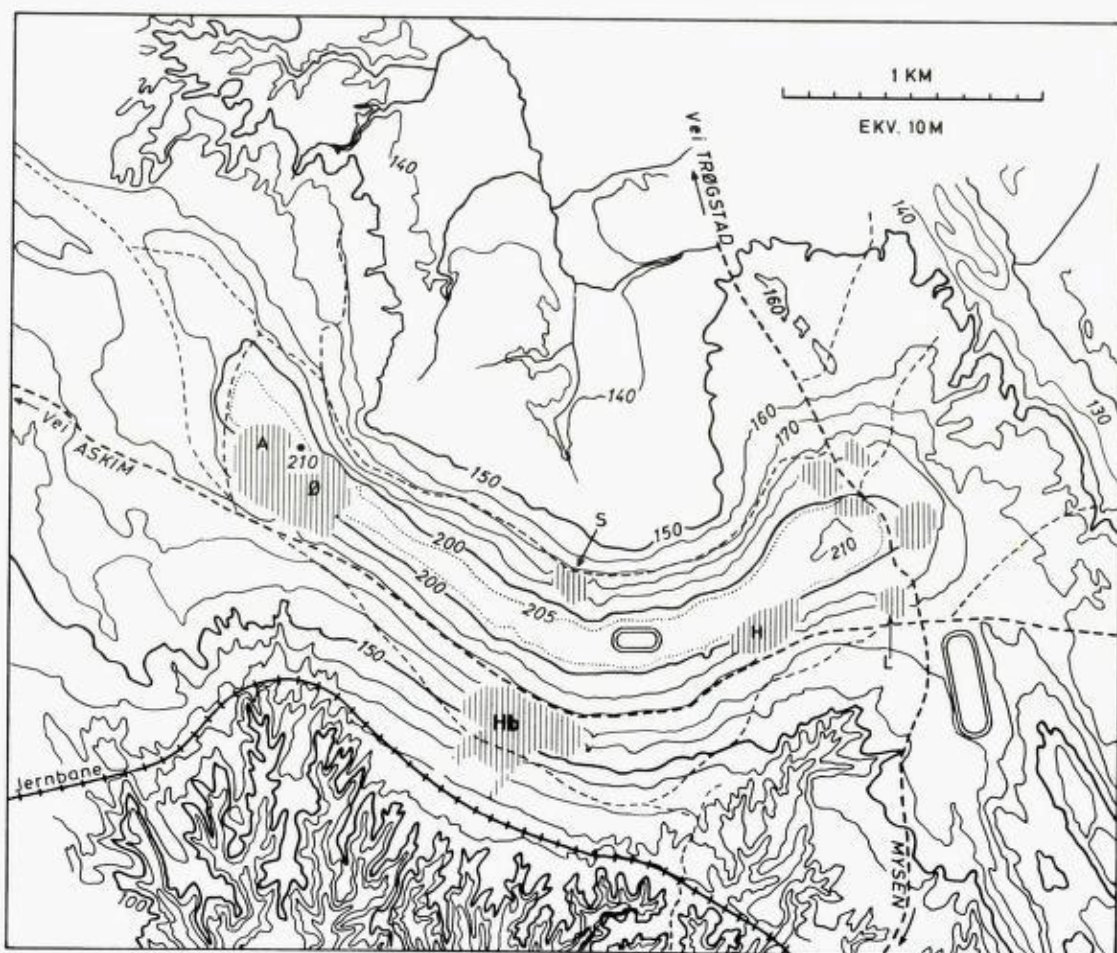


Fig. 11. Terrengkart over Mona-ryggen, forminsket og forenklet etter «Økonomisk Kartverk, Østfold Fylke» i målestokk 1:5000. Noen veier, og i syd, jernbanelinjen, er innlagt (dessuten idrettsbanen på Mona og Momarken Travbane). Grustak angitt med skravering: A - Askim kommune, Ø - Østfold Fylke, S - A/S Mona Sand og Singel, H - Høysand, L - Langebrette, Hb - Hesselberg.

Map of the Mona deposit. Heights in metres. Vertical hatching - gravel pits.

Rekstad hevder at det meste av materialet er avsatt under vann, og han følger Brøggers antagelse om at landmassen var synkende under iskantens tilbaketrekning i de strøk det her gjelder.

I mitt 1924-arbeide har jeg et par sider om Mona (s. 88-89) med et lite kart og et profil som viser et par av de høyeste strandlinjeinnhakk. Jeg fremholder at Mona-grusmassen over betydelige områder har en toppflate på 207-208 m, en flate som forutsetter at havnivået må ha hatt minst denne høyde. Når man ser Monas proksimalskråning med dens konkave forløp og betydelige steilhet i midtpartiet - med her og der lokale uregelmessigheter i morfologien - er det en naturlig tanke at det, iallfall i atskillig utstrekning, dreier seg om en iskontakt-flate. Nå er her atskillig skogvegetasjon og i



Fig. 12. Proksimalskråningen ved grustaket midt på Monas nordside (S på Fig. 11) sett mot V. På friske snitt vil man også i de tilsynelatende helt massive gruspartier se i alle fall antydningen til lagning, med fall mot S.

Proximal slope on N side of Mona, middle part (S on Fig. 11), seen towards W. Also in some places where the gravel masses seem to be quite non-stratified, fresh exposures have shown the existence of at least some bedding, with dip towards S.

skråningens nedre belte også myret terreng, så det i de uberørte deler er lite eller ingenting å se til grusunderlaget, men lokalt er temmelig store rundede stein (bortimot én meters diameter) iakttatt.

I de senere år er det imidlertid blitt store snitt i grusmassens nordside nettopp i dens sentrale parti, i et grustak drevet av «A/S Mona Sand og Singel». Fotografiet Fig. 12 viser forholdene i et profil av selve skråningen. Karakteristisk er, foruten rullesteinenes til dels meget betydelige størrelse, den stort sett forholdsvis kompakte karakter. Vi må imidlertid være oppmerksom på at nedrasing i atskillig grad har aksentuert dette inntrykk. I det nedre parti midt på bildet har det f.eks. ved et annet besøk kunnet konstateres forholdsvis finkornige innleiringer, med distalt fall, slik det fremtrer høyere opp. Bare selve overflatesonen i proksimalskråningen er preget av (ikke særlig fremtredende) sekundærphenomener, med materiale av delvis helt fin karakter i veksling med stein, iblant med strukturer parallellt overflaten, tydende på glidning. I et parti mer øst for det som er vist på fig. 12 har det vært arbeidet i et atskillig dypere nivå. Materialet viste her en noe uregelmessig lagstilling, tildels med meget liten helling. Også i den mer østlige del av grustaker er det gode snitt, med regelmessig sydlig helling.

I Høysand-grustaket (Fig. 11) er grusmassen blottet helt fra Askim-veien og til toppflaten. På Fig. 13 ser vi et parti av den nedre del av skråningen med, som vanlig, stadig veksling av grovere og finere materiale, men uten den ut-



Fig. 13. En del av Monas distalskråning. Høysand-grustaket sett mot vest. Materialet er betydelig finere enn i grustaket på nordsiden. Til venstre der overflatens helling er meget svak, har hav-abrasjonen virket sterkt under landhevningen.
Høysand gravel pit (H), distal slope of Mona seen towards W. Gravel less coarse than in Fig. 12.



Fig. 14. Toppflaten på Mona ved den nordøstlige del av Høysand-grustaket. I forgrunnen en ganske svak forsenkning.
Top-plateau of Mona at the northeastern part of the Høysand gravel pit. In foreground a very slight depression.



Fig. 15. Fra Monas østligste del, ved Trøgstadveien litt nord for dens høyeste punkt av veien. Til venstre noen store blokker.
From the easternmost part of Mona, a little north of the highest point of the Trøgstad-Mysen road. To the left several big boulders.

preget stor-steinete karakter vi så på forrige figur. Et forhold vi legger merke til er hvordan terrengoverflatens helling, særlig til venstre på bildet, er svakere enn lagningen. Vi må anta at det under landhevingen stadig har foregått abrasjon med nedskylling av det finere materiale.

Nærmest toppflaten (Fig. 14) veksler forholdene fra sted til sted. Tildels kan det skilles ut en markert toppformasjon opp til noen få meters mektighet og med flate lagningsstrukturer diskordant over de tydelige skråttliggende grusmasser, mens det andre steder ikke er noen slik skarp grense. Interessant var forekomsten, øverst i grustaksveggen, av en tydelig foldestruktur, en noe uregelmessig synklinale (atskillige meter i både vertikal og horisontal dimensjon) og skåret skarpt over av platåflaten. Det ligger da nær å tenke på trykk fra en ismasse, men så vidt jeg kunne se (av tverrsnittet) var foldens retning ikke parallell med Mona-ryggens. I nærheten ble det iaktatt en ganske svak forsenkning i platåflaten, der det hadde ligget et tynt dekke av silt og leire.

I det store (Hesselberg) grustak midt på sydsiden av Mona (nedenfor Askim-veien) er materialene tildels meget finkornet og må ha gjennomgått en omfattende omlering under nedskylling.

Langt vest ligger Østfold Fylkes grustak der det er drevet ut grus fra veiens nivå og, på én strekning, over selve topp-partiet. Fallet er distalt. Her har vært ganske rikelig med store, tildels ikke særlig rundede blokker (opp til over en meters diameter). Lengst mot nord-vest der Askim kommune har grustak, er materialet forholdsvis fint grus med sand som ligger noe mer flatt enn de tidligere omtalte. Vi må vel anta at Mona-ryggens ombøyning til en mer N-S-lig retning i vest i noen grad kan skyldes flytting av materialet ved strøm og bølger. Det samme gjelder rimeligvis (men i mindre grad)



Fig. 16. Fra Langebrekke-grustaket (L) lengst i sydøst i Mona, sett mot NO. Omtale s. 18. Eastern part of the Langbrekke gravel pit (L), seen towards NE. Above a layer of light coloured sand, which lies above 'Arca-clay', occurs, mostly as fragments, dark bluish sandy clay with marine shells (*Macoma calcaria*). Higher up sand and gravel belonging to the typical Mona glaciofluvial deposits.

også innbøyningen i nordøst. Lokalt, i lavt nivå, synes lagstillingen på sistnevnte kant å være temmelig flat. I strøket ved den øvre del av Trøgstadveien er det sydlig fall (Fig. 15). I dette område, der grusmaterialet er forholdsvis fint, forekommer det ved og nedenfor veien atskillig av store, til dels ikke rundede blokker, som ligger på hylleformede avsatter i grusmassen. De kan være sunket ned under abrasjonsperioder.

I Langebrekke-grustaket (Fig. 16) dukker det frem en liten bergknaus under løs grus. Bergoverflaten senker seg markert mot øst, og her går sideveien mot nord til dette grustaket som bare har vært drevet noen få år, men som byr på meget interessante forhold. Ved den nevnte lille vei har jeg iaktatt massiv brunaktig leire, som mot nord viste en utydelig lagning med nordlig fall. Etter en sone med en del struktur-forstyrrelser følger så helt lys (hvitaktig) sand av en del meters mektighet, og øverst i denne avsetning rester av mørk, blågrå, sandig leire, dels i flak parallelt grenseflaten, dels i mer uregelmessige partier. Leiren var noen steder litt skjelførende med skall av *Macoma calcaria*. Herover kom så med betydelig mektighet grus, som stod i direkte sammenheng med massene i de høyere partier av Mona. Noe lenger vest (Fig. 17) var det foruten små folder også skjellstrukturer i leirnivået, som tydelige tegn på en glidningsbevegelse. Den underliggende sand inneholder her også mørke lag og har en større tykkelse enn i øst. Bergunderlaget i området har rimeligvis en temmelig ujevn overflate slik det antydes av den før omtalte fjellknaus nær Askim-veien.

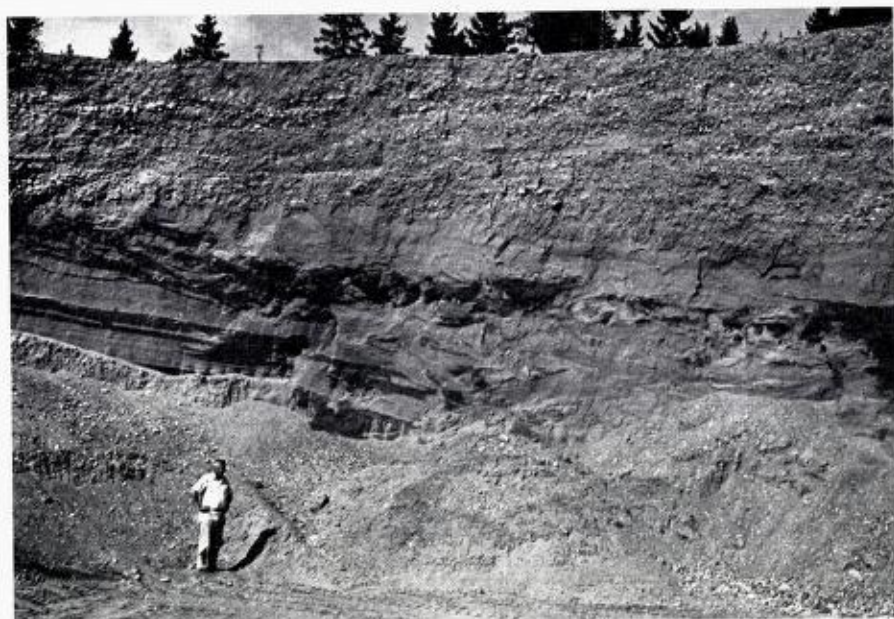


Fig. 17. Snitt vest for det forrige med tydelig forskyvning i leir-nivået mellom henholdsvis fin sand og grov sand med rullesteinsgrus, som viser særlig sterke forstyrrelser til venstre.

Section west of that shown in Fig. 16. Small folds and imbricate structure tell of slide movements in the clay-zone.

Grustakets eier, gårdbruker A. Langebrekke, som jeg fra mitt første besøk hadde forbindelse med, påtok seg velvilligst å ta vare på skjell-materiale som måtte komme for dagen ved de fortsatte arbeider. Etter mitt besøk sommeren 1970 ble det gravd videre østover, nærmere Trøgstad-veien, og her lå lagrekken uforstyrret, med et leirlag i nærmest flattliggende lagstilling over den lyse sand. I den blottlagte leirmasse var det ganske rikelig med skjell, og en innsamling ble foretatt av Langebrekke. Ved et besøk der har også dosent B.G. Andersen samlet skjell, og han besørget det hele materiale innsendt til Laboratoriet for Radiologisk Datering, NTH i Trondheim.

Meddelelse er mottatt om at resultatet var 10430 ± 160 år regnet fra nåtid (1950). Dette tall må, etter hva vi vet om ratidens kronologi, være flere hundre år for høyt.

De vekslende avsetninger som forekommer i den sydøstlige del av Monaryggen viser at transport- og sedimentasjonsforholdene her må ha vekslet sterkt i tiden før den store glasifluviale påfylling fant sted. Avsetning av leire (riktignok sandig) på tildels helt hvitaktig «ren» sand, med skarp grense, er i og for seg et påfallende fenomen. Det kan i denne forbindelse være av interesse at vi senere skal høre om en grusforekomst av betydelig yngre alder, der det lokalt er påvist lignende forhold, nemlig ved Berger – langt i nord.

Det er på forskjellig vis problemer forbundet med den svære Mona-avsetningen. Tidligere er nevnt den markerte distale fall-retning for de vel av-

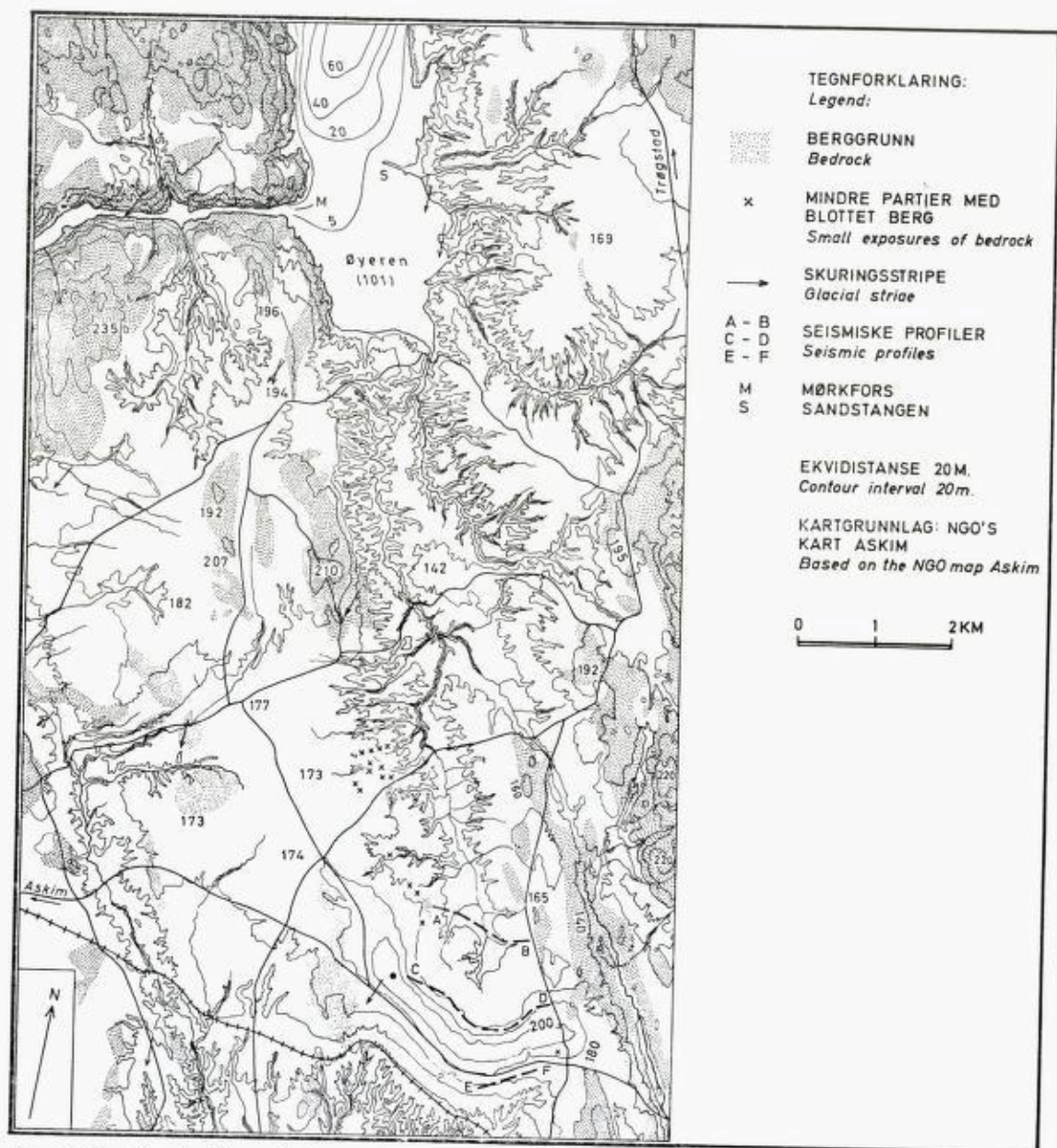


Fig. 18. Området fra Mona til den sydlige del av Øyeren. Topografi etter NGO, kart Askim (1:50 000, ekvidistanse 20 m).

The district from Mona to the southern part of Lake Øyeren.

rundede og utvilsomt langtransporterte, grove rullesteinsmasser umiddelbart ved proksimalskråningen. Et spørsmål av geografisk-glasiologisk art er jeg inne på (s. 79-80) i mitt 1924-arbeide der jeg skriver at vi med Mona-ryggen, med dens isolerte beliggenhet, svære mektighet og vakkert buformede forløp, synes å være kommet inn i «de fremskytende dalbreers stadium» etter

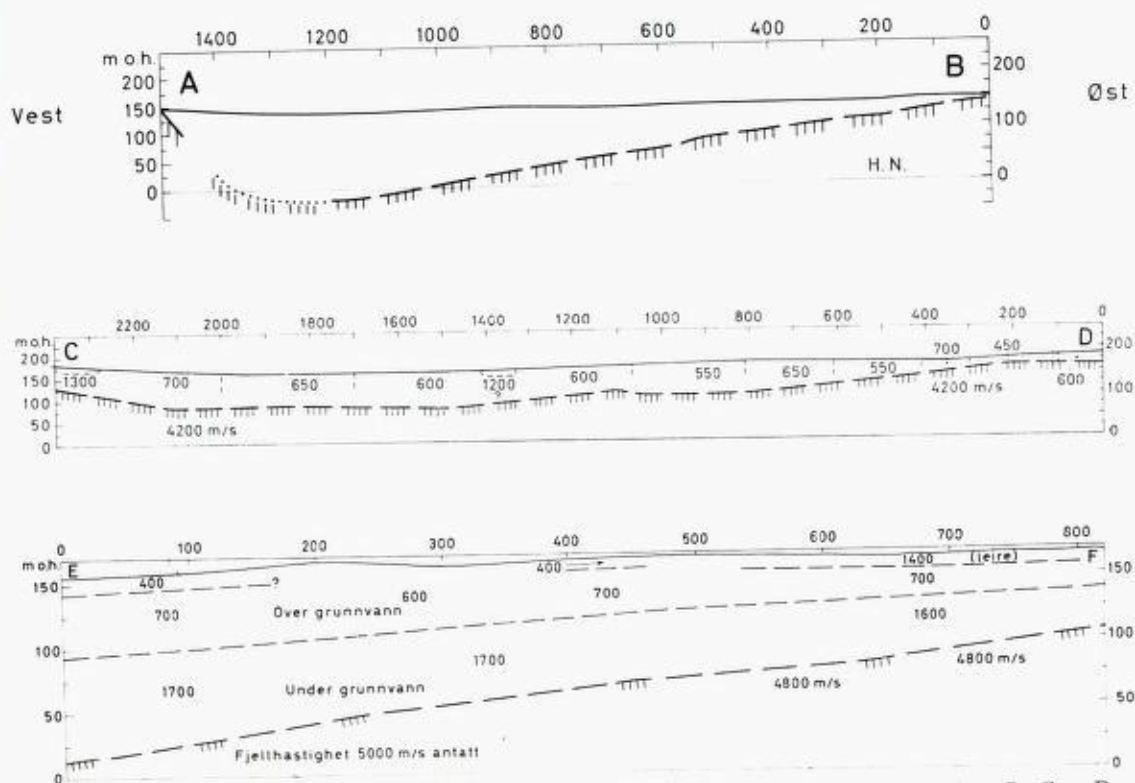


Fig. 19. Bergoverflatens høyde o.h. m.v. ved de seismiske profiler A - B, C - D og E - F på kartet Fig. 18. De to første opptatt av Geofysisk avdeling ved NGU, det sistnevnte av ingeniørfirmaet A/S Geoteam, Oslo for Eidsberg kommune.
Seismic profiles of rock surface along the lines A - B, C - D and E - F in map Fig. 18.

en tid da de rette ra-rygger ble dannet. Man kunne sammenligne med Svelvik-morenen eller Egge-morenen i Lierdalen lenger i nord. Mona-avsetningen skiller seg imidlertid i et vesentlig trekk fra disse isranddannelser som ligger i store, både brede og dype bergrenner (nå fjord og dal) der løsavsetningene på begge sider grenser til mer eller mindre oppragende bergpartier. Monaryggen rager derimot høyt opp over terrenget på vestsiden, og på østsiden når bare toppflaten av Monas grusmasser mer eller mindre i høyde med bergoverflatens største høyder.

Til belysning av Mona-ryggens dannelse har det vært av interesse å skaffe til veie noen data om fjelloverflatens karakter på strekningen Mona - Øyeren. Jeg har alt i Norges Geologi (s. 981) vært inne på dette spørsmål og har der på et kart (mest etter Rekstad) angitt områder for henholdsvis blottlagt berg og løse jordmasser. På Fig. 18 ser vi en revidert fremstilling av området. På en strekning ikke så langt syd for Øyeren er der en temmelig markert nord-syd-gående østgrense for berg (med høyde bare noe over 200 m o.h.) og løsmassene østenfor. Nærmere Mona er det i det tilsvarende belte sterk jorddekning med mest bare små og lavereliggende partier av blottet berg. Gårdbruker Haakon Henningsmoen, som bor i dette strøket, har vært

så elskverdig å tegne inn på flybilder eller kart slike bergpartier i området nærmest nord for Monas midtre del, og dette materiale er da overført til kartet Fig. 18. Det vil sees at fjell i dagen ikke har vært iaktatt i det sentrale belte nord for Mona. NGU har (i 1967) under ledelse av geofysiker Gustav Hillestad, velvilligst målt to seismiske V-Ø-profiler for å bestemme dybden til fjell. Det nordligste av disse ligger ca. 1200 m nord for Monas ryggenes nordgrense, det andre langs nordkanten (Fig. 19). Det nordligste har en utpreget usymmetrisk karakter, med ganske stor dybde (til under nåtidens havnivå) i den vestligste del av senkningen. Profilet langs Monas nordrand har en meget jevnere karakter og mindre maksimumsdyp.

På profilet langs nordsiden av ryggen er det på Fig. 19 angitt en del verdier for lydbølgenes forplantningshastighet i meter pr. sekund. Hastigheten for slike bølger er liten i porøst materiale (over grunnvannspeilet), stor i faste tette masser, som i fast fjell. Vi legger merke til at det ved jordoverflaten omtrent midtveis på profilet er avmerket et lite felt med hastighet ca. 1200 m/sek. Geofysiker Hillestad antar at det her kan dreie seg om leirholdig materiale, av sannsynligvis liten tykkelse. Det kan da nevnes at det i et nærliggende strøk ved innkjørselen til «Mona Sand og Singel» – grustaket, i nivå lavere enn det tilgrensende grus, er påvist massiv leire som inneholdt, spredt omkring i massen, mest små og vel rundede stein. Noen nøyere undersøkelse av denne forekomst har ikke kunne bli foretatt.

Bergartene i området er steiltstående amfibolitter og gneiser med hovedstrøk nord-syd, eller litt vestenfor nord, som den antatte renne, og det samme gjelder strekningen helt nord til Øyeren. Etter Rekstads angivelse (se pilene på kartet Fig. 18) går *skuringsstripene* i området i en noen annen retning, mest litt vestenfor syd.

For fjelloverflatens beliggenhet under selve Mona-ryggen er det senere, fra den vestligste del, kommet til noen sikre data. I 1970 ble det etter anmodning fra vegsjefen i Østfold foretatt seismiske målinger her, utført av Veglaboratoriet, Oslo, under ledelse av siv.ing. T.C. Frydenlund. Jeg har velvilligst fått tillatelse til å omtale resultatene og har anført fjelloverflatens høyde i m o.h. på kartet Fig. 20. Med hensyn til disse nyere seismiske målingers resultater kan også nevnes et forhold fra Askim kommunes grustak (lengst i NV), idet det her er registrert noe lavere hastighet i de øvre løsmasser i en del av profilet enn i de andre profilene. Dette skyldes antagelig at det her er en noe mer ensgradert sand. Dette vil passe med at vi for dette vestparti kan tenke oss en sterk marin omvasking.

I november 1972 ble jeg gjort oppmerksom på at konsulentfirmaet Geoteam i Oslo nylig hadde drevet seismiske undersøkelser for Eidsberg kommune på sydsiden av den østlige del av Mona-ryggen og bl.a. bestemt bergunderlagets høyde over havet. Ved henvendelse til cand. real. Jakob Bleie i nevnte firma fikk jeg velvilligst tilsendt kopi av et vel 800 m langt snitt, med beliggenhet som vist på Fig. 18. Bergoverflatens form her ser vi på Fig. 19. Med sin temmelig jevne helling vestover minner forholdene meget om profilet langs nordsiden av Mona, men det vil sees at bergoverflaten i den

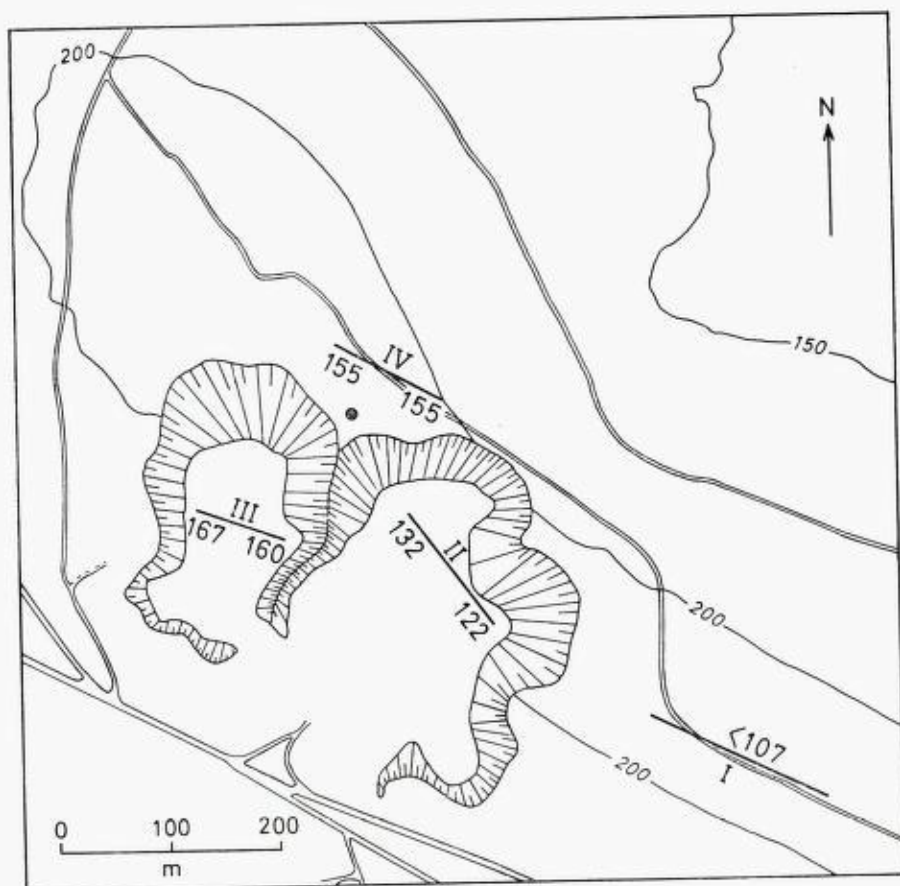


Fig. 20. Bergoverflaten høyde o.h. i den vestligste del av Mona-ryggen (sml. kartet Fig. 11). Etter seismiske målinger utført av Veglaboratoriet i Oslo for vegsjeften i Østfold.
 Hieght of rock surface a.s.l. shown by seismic investigations in the western part of the Mona deposit (cf. map Fig. 11).

vestre, dypeste del av det sydlige snitt ligger betydelig lavere enn i det nordenforliggende, ca. 15 m o.h. mot ca. 100 m på det nordre. (Geoteam-firmaet har også gjort ferdig målingene for et par profiler i N-S retning i samme område, hvis resultater vil foreligge i nær fremtid). Man må tenke seg at oppgrunning av fjorddypet nordover har vært av betydning for beliggenheten av bremassens kalvingsfront under en periode av avsmeltningstiden og dermed for en begynnende avsetning av bre-elvmateriale der Mona grusmassen nå ligger.

Smeltevannsdreneringen til Mona nordfra må ha vært sterkt konsentrert i den bergrenne vi her har diskutert. På den annen side kan man ikke, som jeg antydte i 1924, tenke seg en lang, smal bretunge strekke seg fra Øyeren-senkningen til Mona under forhold som dem vi har hatt under deglasiasjonen, da bergoverflaten på sidene må ha ligget opp til 60 m under tidens havnivå. Det naturlige er vel da å tenke seg at mens smeltevannsstrømmen nordfra

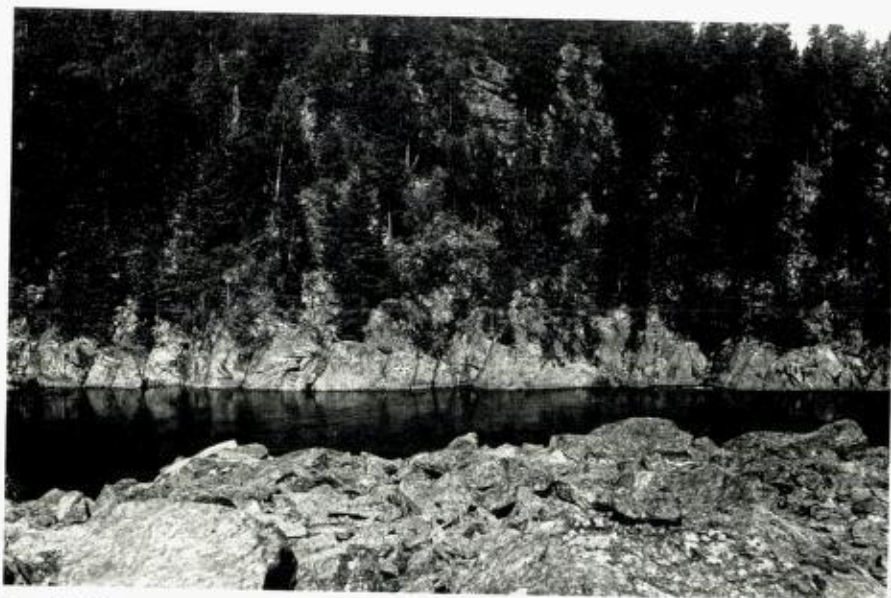


Fig. 21. Glommas løp i Mørkfoss-stroket, sommeren 1967, etter den store skadefloppen. I forgrunnen litt av de store steinmasser som til forskjellig tid har vært utsprengt. *The Glomma River in the Mørkfoss district (M in Fig. 18).*

ved slutten av siste istid helt overveiende fulgte rennen nord for Mona, har landisens sydfront fortsatt på begge sider av grusryggen, på vestsiden i nordvestlig retning. Vi kunne her anta en gradvis tilbaketrekning med, for en tid, stans ved sydsiden av Lyseren, der vi har ganske betydelige grusmasser.

Jeg skal her bare såvidt berøre det vanskelige problem om Glommas påfallende avløpsrenne på Øyerens vestside i bergrennen ved Mørkfoss, omtalt i Norges Geologi (s. 980-82). Ett forhold er klart, at vi her har hatt en mer eller mindre gammel sprekkedal som dreneringsvannet nordfra har funnet frem til under deglasiasjonen og landhevningen ved slutten av siste istid. (At det nåværende løp viser isskuring har både Rekstad og jeg pekt på). Jeg skriver i 1953 (s. 980) at karakteren av det nåværende løp synes å være noe forskjellig fra de forsenkninger vi ellers finner i de østlige grunnfjellsområder. Etter å ha sett mer av dalene øst for Øyeren, må jeg si at jeg nå ikke synes at det er noen påtagelig forskjell. Jeg viser på Fig. 21 et fotografi tatt ikke langt fra selve utløpet (sensommeren 1967 etter den store skadeflom dette år). Det har jo her, særlig omkring 1860, vært store utsprengninger bl.a. i selve elveleiet, og spørsmålet om videre arbeider er stadig aktuelt. Ikke bare *dalprofilen* minner om dalene vi før har hørt om, men også det *vinklede løp*. Det forekommer flere markerte retningsforandringer i Glomma-rennen (se kartet Fig. 1), med paralleller i åspartier på kartet Fig. 4.

På kartet Fig. 18 ser vi den spisse utstikker fra Øyerens østside, som heter Sandstangen (nevnt også av Rekstad) og på Fig. 22 et fotografi tatt fra den vtre del og innover. Vi har da her en sterkt utvasket og utjevnet isrand-

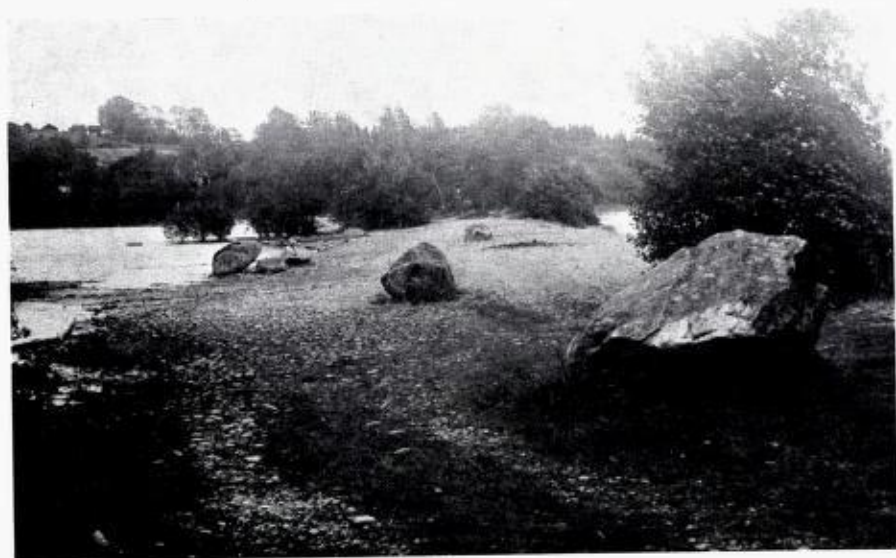


Fig. 22. Sandstangen på østsiden av Øyeren (S på kartet Fig. 18). Vi ser mot sydøst.
The Sandstangen spit on east side of Lake Øyeren (S in Fig. 18), seen towards SE.

avsetning for oss. Et særlig forhold av interesse er at tangens retning peker mot sydskråningen av den enda eksisterende del av selve Øyerenbassenget.

STEINSRUD – TUNNERUDMOEN (ØST FOR DEN NORDLIGE DEL AV ØYEREN)

Ved Steinsrud – Tunnerud er det store glasifluviale avsetninger med høyde 200-210 m o.h. (Fig. 23). Terrasserestene består i nordlige sentrale strøk vesentlig av grus, mens det mot vest, syd og øst mest bare er et forholdsvis tynt grusdekke over sand som igjen har et underlag av massiv leire. Denne leire utgjør jordsmonnet i lavlandet utenfor kartområdet. Flatene fortsetter også i atskillig utstrekning, med høyder 200-205 m, utover mot Øyeren, med terrasserester av grus og sand – som hviler på leire – opp til over halvannen km fra veien. I et strøk syd for den vestlige del av kartområdet når grus og sand ned i lavere terreng, bl.a. ved den nedlagte Sand skole, nesten ned til Øyerens nivå, mens vi her i nordvest og sydøst utelukkende har leirgrunn. Det har tydeligvis i det nevnte strøk foregått en betydelig utskylning av forholdsvis grovt materiale under landhevingen.

Når man følger riksveien, kunne det være nærliggende å anta at de nevnte store mengder av grove løsmasser representerer lateralavsetninger ved syden- den av en stor «Øyeren-bre», men med nøyere undersøkelser viser at materialet må være kommet fra det oppskårne åsområde i nord. For det første øker materialets grovhet i den retning samtidig som grusmassene tynner ut i nord- vest. Videre er det påvist flere grusforekomster i N-S-gående forsenkninger i åsmassen i nord. Isskuringen, iaktatt spesielt på (tidligere leirdekte) berg-



Fig. 23. Steinsrud - Tunnerud-området m.v. (sml. Fig. 4), Etter Fet kommunes Wide-røe-kart i 1:5000.
The Steinsrud-Tunnerud area.



Fig. 24. Vi ser sydover Nordre Mjøsjø med endel av grusmassen på sjøens østside. En liten isskuret bergknaus stikker her frem til venstre.
Gravel deposit on the east side of Lake Nordre Mjøsjø. View towards SSE.

partier nær Øyeren (Fig 33), er sydvestlig, altså ikke parallell innsjøbassengets hovedretninger. Heller ikke har jeg sett Oslo-bergarter i grustakene.

Tidligere (s. 11) er omtalt forekomster av mest trange, i stor utstrekning nå innsjøfylte dallop i bergpartiet som skiller det jorddekte lavlandet ved Øyeren fra den brede Blaker-Aurskog-senkningen hvis nordvestligste del dreneres til Glomma, mens den øvrige del hører til Halden-vassdraget. Gjennom slike dalrenner har smeltevann trengt sydover, rimeligvis vesentlig subglasialt. Vi skal først omtale forholdene i den nordøstre del av kartområdet Fig. 23.

Mens materialet i flaten ved husene på Tunnerud gård består av sand og småsteinet grus, har vi nord-østover, på nordsiden av veien, mer storsteinet undergrunn, og hvor flaten slutter mot nord ved et myrdrag, er rullestein av flere dm's størrelse alminnelig. Her må vi anta at en smeltevannselv har hatt sin munning. Tar vi skogsbilveien nordover på østsiden av vassdraget, har vi ved nordenden av Torsken-tjernet grus og sand, til dels i et svakt ryggformet parti i veiens retning. Lenger nord er det på østsiden av (Nordre) Mjøsjø (Fig. 24) et sammenhengende felt med rullesteinsgrus og sand med en noe ujevn overflate på omkring 210 m o.h. Det vassdraget det her dreier seg om, har idag et meget begrenset nedbørsdistrikt, og de store grusavsetninger har fordret betydelige vannmengder. Muligens kan det ha vært tilførsel fra de lavereliggende områder i nord. Det kan være rimelig å anta at det under denne grustransporten har ligget en stripe av dødis langs Mjøsjøens vestside en tid.

Grus med nordligst stor rullestein har vi også på østsiden av elven fra de nevnte sjøer (Skjatvet-åa) hvor det er en terrasseflate, for en stor del

omgitt av berg. Sydover på denne kant har vi nord for riksveien en innbuktning av åssiden mot nord, der det er løsmateriale med en del bebyggelse. I den indre del er det en erosjonskant med grus over mer finkornet materiale. Også her synes endel smeltevann fra nord å være kommet frem. At det ikke har vært noen hovedstrøm, fremgår av at vi på terrasseflatene syd for veien her i øst bare har svært finkornet materiale, nærmest en silt-type, med leire nær under.

Grusavsetningen fra Mjøsjo – Toskenvassdraget har dannet en sydvestløpende lav forhøyning som har forårsaket oppdemming med myrdannelse i den store Breimosen. Da en pollen-analyse av bunnlaget i myren ville kunne gi slutninger om de klimatiske forhold i disse strøk etter isen var forsvunnet – og muligens derigjennom også om tidspunktet for *bunnlagets* dannelse, har universitetslektor Kari Henningsmoen velvilligst på en ekskursjon i 1964 tatt to prøver av myrmassens bunnlag i Breimosens sydlige del og analysert disse på arter av treslag. Prøve A er tatt 3,70 m under myrmassens overflate, prøve B 3,60. Begge prøver var sandholdige. Resultatet var følgende:

	A	B	
Picea, gran	1½	0	
Pinus, furu	25½	20	
Betula, bjørk	24	42½	
Alnus, or	5½	9	
QM, eikeblandskog	2½	2	
Quercus, eik		0,3	0,6
Ulmus, alm			0,3
Tilia, lind	2,3		1,0
Salix, selje	+	0	
Populus, osp	½	+	
Corylus, hassel	39	26½	
	<hr/>	<hr/>	
	99%	100%	

Et typisk trekk er det sterke innslag av hassel.

Pollen-innholdet av ikke-treslag er lavt i begge prøver, henholdsvis 7 og 3% av total (NAP + AP). Prøvene stammer åpenbart fra tidlig atlantisk tid, ca. 8000 år fra nåtiden. De tyder vel på at vi kronologisk sett har et betydelig tomrom mellom grus-avsetningen og myrens bunnlag. Muligens ville man kunne finne noe eldre bunnlag hvis man boret i midten av myren.

Vi skal så se på forholdene i de mer *vestlige deler* av kartområdet. Også her er det påvist en grusforekomst av utvilsomt glasifluvial opprinnelse nord for det jorddekte bebyggede terrasseområde. Like ved «Skole» på kartet (ved riksveien) går det en skogsvei oppover mot nord, med – litt vestenfor den – en kløftlignende forsenkning i bergmassen. Etter en passhøyde på ca. 217 m har vi for oss en bredere senkning som fører over mot den nordlige delen av Høymyrene. I denne senkning forekommer det en ganske betydelig mengde med rullesteinsgrus (Fig. 25), sydligst like inn til bergveggen i vest og i retning av den omtalte kløft. Nordover får vi i den lille dalsenkning en tydelig



Fig. 25. Den sydvestlige del av grusmassen i senkningen nord for «Skole» (se Fig. 23). Sett nordover.
Southwestern part of the gravel mass north of 'Skole'. For location, see Fig. 23. View towards N.

ryggformet grusmasse, med plutselig avbrytelse ved myrkanten. Det må være en rest av et esker-system vi her har, en gang avsatt i forbindelse med subglasiale strømmer der det nåværende myrparti ligger. Den omtalte klyften ned til storveien i syd kan ha vært avløpskanal for smeltevann den vei.

Høymyrene slutter i nordvest mot en dalsperring av berg som når opp til ca. 225 m. Etter en 600 m lang strekning med myrdekke senker dalbunnen seg mot det lange Hvalstjernet (se kartet Fig. 4). Mellom den midtre del av Hvalstjernet (Fig. 4) og Varsjøen forekommer betydelige mengder av grus og sand, tildels med jevn overflate i litt over 200 m høyde. Noe lenger syd, der Varsjø-veien svinger vestover har det vært et grustak hvor det over bunnmorene lå en leirsone (i 200 m's nivå), og denne var dekket av utskyllet grus av lokal opprinnelse.

En hovedstrøm av smeltevann må ha fulgt Høymyr-senkningen sydover. I partier av en grøft i myrens sydlige del er det ved bunnen iaktatt sand, og her må det etter deglasiasjonen ha eksistert en sjø. Ved myrens sydende, nettopp der dalsenkningen slutter, er det nord for riksveien et ganske stort, svakt oppragende område med noe uregelmessig overflate, hvor en karrig vegetasjon av vesentlig krattskog forteller om en særlig ugunstig undergrunn. Man får et inntrykk av dens karakter på Fig. 26 som forteller om en voldsomt kraftig vanntransport. Dette belte grenser mot vest mot et høyereliggende parti med stor rullestein. Langs grensen har det vært en grunn sjø, avmerket på kartet (nå i det vesentlige tørrlagt) og med fortsettelse i et lite vannsig mot vest som senere går under riksveien, der både leire og også noe grus



Fig. 26. Området øst for Steinsrud. Sett mot N. Et påbegynt veiarbeide viser den overordentlig storsteinete karakter av glasifluvialt materiale foran Høymyr-senkningen. Extremely coarse glacio-fluvial material in eastern part of the slightly elevated ground at the south end of the Høymyrene bogs, just north of the main road.



Fig. 27. Fra den nordvestlige del av Mo grustak (M på kartet) med til venstre erosjons-skråning ned til bekken her. Et finkornet, av utfellinger brunfarget gruslag ligger i grovere materiale. From the northwestern part of Mo gravel pit (M in map). The dark layer is more fine-grained than the gravel below and above brown-stained by chemical precipitation.



Fig. 28. Nordveggen i Mo grustak (se Fig. 23). Over tildels morene-aktig storsteinet materiale ligger i midtre og høyre del av bildet et lite, noe foldet leirparti, og over det rullesteinsgrus (eller øverst løst, kunstig flyttet materiale). Fot.: K. Henningsmoen.
North side of Mo gravel pit, further east. Above moraine-like material (in the middle and right part of the picture) a locally folded clay-layer is exposed below glacio-fluvial gravel.

har vært iaktatt. At det steinrike belte representerer en isrand-dannelse er klart, og de store blokker i skråningen på vestsiden kan der antyde en morene-aktiv karakter. Også øst for det storsteinete rullesteinsfeltet på Fig. 26 er det en skråning som tydelig er skåret ned i glasifluviale rullesteinsmasser ved vannerosjon. Også her er det nå ved grensen et vannløp. Man får inntrykk av flere faser i utviklingen under deglasiasjonstiden (med dens raske landhøyning) med bortskylling av finmateriale på et sent tidspunkt.

Det er tydelig at lite av avsetningen fra Høymyr-senkningen er ført mot sydvest der man i Fet kommunes praktisk talt nedlagte grustak i trekanten mellom veiene vest for Steinsrud bare har hatt små grus- og sandtykkelser over leire (som her synes å ha en noe skrå overflate). I den østligste del av grustaket er det iaktatt et egenartet profil med et tynt, noe forstyrret lag av leire over endel meter med sand, og med et overliggende gruslag på et par m (sammenlign det følgende).



Fig. 29. Regelmessig lagdelt sand med sydlig fall og med rester av grusdekke øverst til venstre. Syd for riksveien straks vest for Rødbekken (som kommer fra Breimosen).
Evenly bedded sand with marked southern dip, in the upper part of the western slope of the Rødbekken brook (south of the main road). Remains of gravel cover in upper left part of the photograph.

Øst for den grove «rullesteinsdemningen» ligger, med mindre grovt materiale, *Mo grustak* som har vært drevet en lang årrekke, men nå er nærmest nedlagt. Både i nord og i østkantens nordre del er man nede på fjell eller blokkrike masser nær over det. Ved vestkanten av den lagbygde grus- og sandmasse har man tidligere, lenger syd, kunnet se rullesteinsfylte erosjonskanaler i den øverste del av massen. Et stykke sydøst for grusveggen på Fig. 27 ble det en tid (Fig. 28) iaktatt et forstyrret og foldet lagdelt leirparti som lå over moreneaktig materiale og under rullesteinsgrus, og noe lenger mot nordøst var det en tid blottlagt et leirlag på ca. 1 m, overleiret av grus som må være smeltevannttransportert. En tid må sjøen (Øyerenfjorden) ha nådd inn hit. Langt nord i østveggen har det vært iaktatt hårde, vel avgrensede leirklumper i forholdsvis fint, noe lagdelt grus.

I den sydøstligste del av *Mo grustak*, der berggrunnen har ligget ganske dypt, er det en betydelig tykkelse av sand under et par meter rullesteinsgrus, og det samme kan sees på sydsiden av veien i dette strøk. I et grustak betydelig lenger syd, i skråningen der Rødbekken har skåret seg ned (Fig. 29), er det, under topplag av grus, en regelmessig lagdelt sand av betydelig tykkelse og med ganske sterk helling utover (sydover). I dette strøk kan man kanskje tenke seg en materialtransport både fra det østlige og vestlige av de to beskrevne tilførselsområder. I skjæringen langs den nye rettlinjede vei

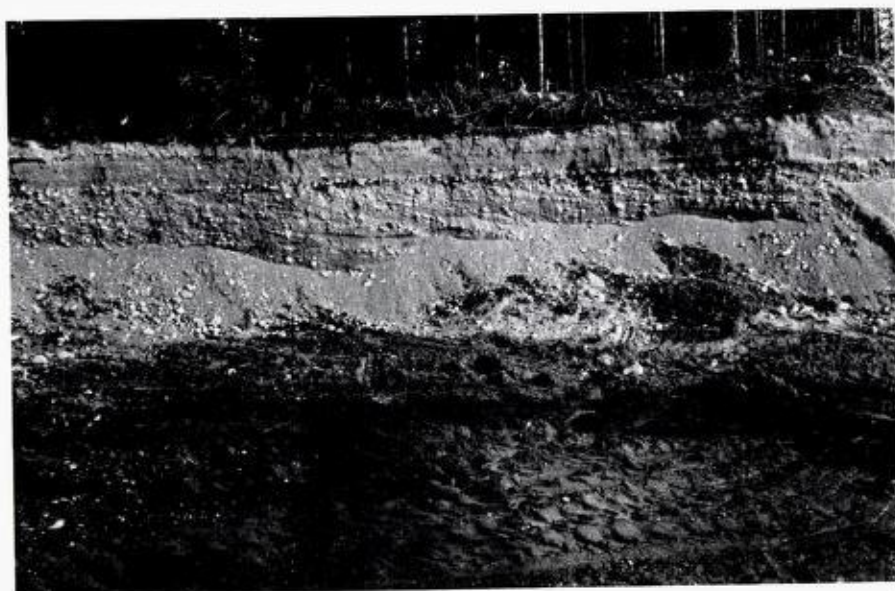


Fig. 30. Fra et grustak noe syd for riksveien (Fig. 23) med skarpt skille mellom «foreset» og «topset» struktur. I forgrunnen leire, så sandsonen synes her å mangle.
 From the northern part of a gravel pit south of the main road. A marked boundary between foreset and topset beds. In foreground clay. A sand-zone does not seem to be present here.

til Sanderud ser man i strøket nær riksveien sand og fin grus, og det er sikkert også en betydelig sandtykkelse videre sydover, men leire i større dyp.

Lenger vestover synes forholdene, med hensyn til materialets karakter, å være mer varierende. I den nordre del av Fet kommunes nye grustak sydøst for Steinsrud-krysset (Fig. 30) har vi det forhold at der direkte under en grus-sone (med en vakker «foreset»- og «topset»-struktur) er påtruffet leire.

De høye terrasseflater, på omkring 200 m, har helt til kartområdets sydlige del, gjerne fin grus i overflaten. På østsiden av høydepartiet Borgkollen er det en stor blotning av en leirvegg på omkring 30 m's høyde (vertikal-skravert på kartet), med sand og grus over. Med noen vanskelighet gikk det å komme til en kontakt og rense den opp (Fig. 31). Over den massive leire følger ca. ½ m med sand som inneholder små leirbiter. Så følger en noe uregelmessig lagdelt leire, derover en betydelig mektighet av sand og øverst er det bevart rester av et grusdekke. Forekomsten av sand med leirstykker, istedenfor en jevn overgang, med blandingsmateriale, kan tyde på at det dreier seg om to markert tidsforskjellige avsetningsserier. De undre store masser av leire har vært på plass da sandførende vann strømmet ut fra nord og rotet med seg noe av den eksisterende leires topplag. Denne sandutstrømning må da ha funnet sted etter at Øyeren-breens front var trukket lenger tilbake mot nord.

Et eiendommelig trekk ved den sydvestligste del av kartområdet er den



Fig. 31. Den øvre del av snittet i brattveggen på sydsiden av Borgkollen (langt sydvest på kartet Fig. 23). Se teksten. Upper part of the steep slope on the south side of the Borgkollen (SW in map, Fig. 23). Above thick massive clay a thin layer of sand containing small clay fragments, followed by a sequence of sand, with on top remains of a cover of gravel.



Fig. 32. Den sydvestlige bratte skråning av løsmassene i Borgkollen-området. På flaten i forgrunnen mest leire.

Southwestern steep slope of the loose deposits in the Borgkollen area, probably caused by land slide.

brattkant som etter en temmelig regelmessig buet linje begrenser de ovenfor omtalte avsetninger med deres terrasseterrang (Fig. 32). Det er vel rimelig at det her dreier seg om store utglidninger. En forekomst av torvjord under leire i en groft et sted ved foten av skråningen kunne passe med en slik antagelse.

Utgliidninger av leire til Øyeren-bassenget har utvilsomt vært et alminnelig fenomen i mange strøk ved innsjøen. Bl.a. ved innsjøens sydlige del, på vestsiden, går ganske høye leirterrasser nesten like ut til sjøen, og Rekstad har i sin tid utkastet den formodning at dette kan henge sammen med at det har ligget en dødis-rest igjen i den sentrale del av bassenget under tiden for leiravsetningen. Hvis vi tenker oss terrassene fortsatt utover hele Øyerenens flate, ville en fordykning som den vi har lengst syd (se kartet Fig. 18) med 70 m's dyp (den enda ikke igjenfylte rest av det tidligere basseng), kreve en tilsvarende dyptgående erosjon innenfor bergterskelen ved Mørkfoss.

Med hensyn til leiren i de strøk av Øyeren vi i det foregående spesielt har beskjeftiget oss med, kan nevnes at konservator R. W. Feyling-Hanssen har vært så vennlig å studere en prøve fra en ny veiskjæring noe syd for Foss i Gansdalen, men hensyn til foraminiferer, og funnet de to arter, *Elphidium clavatum* og *Nonion labradoricum*, begge alminnelige i senglasiiale leirer i Oslofjord-traktene.

LYSTADMOEN (LIKE ØST FOR GLOMMA PÅ OVERSIKTSKARTET FIG 1)¹

I strøket syd for Varsjøen (langt nord på kartet Fig. 4) er som nevnt en del forekomster av grus og sand, til dels i flater som ligger like over 200 m nivået. Disse avsetninger kan ha hatt forbindelse med dem vi finner enda lenger nord der de inngår som en del av Lystadmoens grus- og sandmasser. Disse er knyttet til den NNØ-gående smale forsenkning i berg-grunnen der den gamle vei fra Fetsund går nordover mot Sørumsand, en forsenkning som skiller et lite bergparti i vest (Piggåsen m.v.) fra de vidstrakte bergmasser i sydøst som vi tidligere har hørt en del om. Der denne «berg-renne» vider seg ut mot syd har det opp til hav-nivået foregått en ganske betydelig avsetning av glasifluvialt materiale. Det har vært atskillig grusdrift på begge sider av veien. Høydetallet 205 m (Fig. 33) angir en maksimal høyde for avsetningen. Fig. 34 gjengir et fotografi av grusveggen på østsiden av veien og viser materiale av sterkt vekslende grovhet og med uregelmessig, til dels sterk, sydlig helling. Hamre (1945) har omtalt Lystadmo-forekomsten og har en noe skjematisk profiltegnning av et snitt som sannsynligvis lå litt sønnenfor stedet for Fig. 34. Det vises at av den ca. 12 m mektige synlige lagrekke består de underste 3-4 m av sand (bortsett fra et ganske tynt gruslag) med skarp og noe diskordant grense mot det overliggende grus.

Særlig i den øverste del av grusmassen er det atskillig store grunnfjells-

¹ På NGO's nye Fet-blad (Fig. 4) er navnet Lystadmoen plassert ved noen mindre flater nordøst for selve delta-området på Fig. 33.

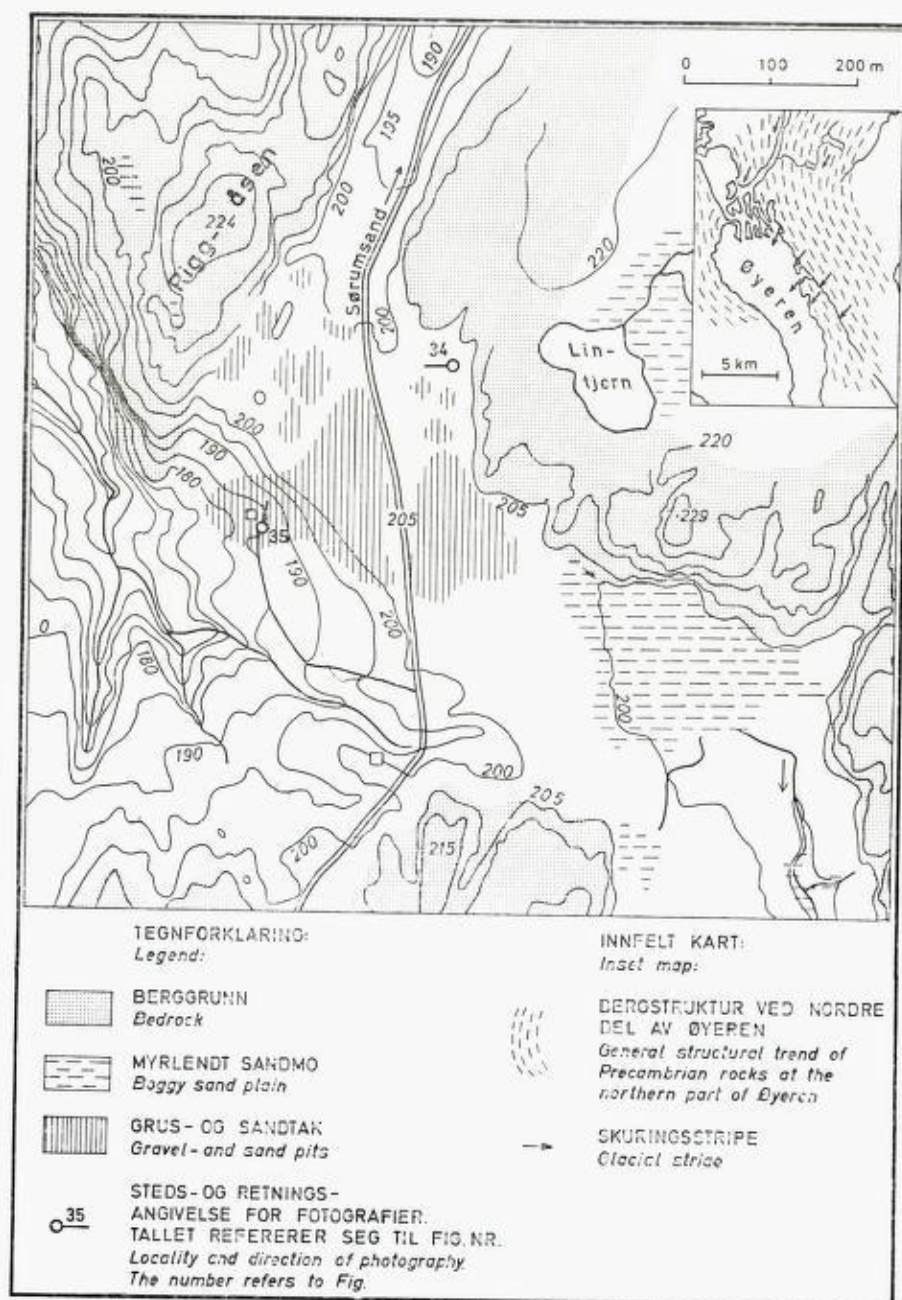


Fig. 33. Lystadmoen delta-område med tilgrensende terreng. Midt på bildet den gamle vei Fettsund-Serumsand.
The Lystadmoen delta with adjacent ground.

blokker som sannsynligvis har hatt en ganske kort transport. En bergartstype jeg har lagt spesielt merke til i Lystadmo-grustaket er et temmelig finkornet kvartskonglomerat som må skrive seg fra sparagmitt-kvartsitt-området langt



Fig. 34. Den nordlige del av Lystadmoen (se Fig. 33).
The northernmost part of Lystadmoen (for location see Fig. 33).



Fig. 35. Lystadmo-avsetningens sydvestside med helt overveiende sand, til dels også siltlag, øverst rester av grus.
SW side of the Lystadmoen deposit. Sand with silty layers and remains of gravel cover on top.

oppe i nord eller nordøst. Her kunne forøvrig samtidig nevnes at en tilsvarende bergartstype er iaktatt som flytt-blokker på atskillige steder i Fet-sund-området. Spesielt kunne jeg nevne en gruppe med blokker nær Tien-

tjernet (høyde over havet 201 m) ved stien som fører dit opp. Man kunne kanskje tenke seg at det dreiet seg om en svær blokk som hadde delt seg i flere på et sent stadium av istransporten. (Det er ikke tale om noen kunstig oppsprengning). I boken «Sorum Herred» (1942) har jeg på s. 45 en omtale av (kvarts-) konglomeratblokker ved veien nord for Bingsfoss i Glomma, med avbildning av en stor rundaktig stein.

Hovedutskyllingen av materiale utenfor den smale bergrennen har foregått mot sydvest ut mot Glomma-dalen, og her forekommer betydelige masser av sand og også silt-aktige partier (Fig. 35). Underlaget i skrâningen er massiv leire, så også her var det isfritt under sedimentasjonen fra tilførselsrennen.

Med hensyn til selve den smale del av bergrennen så er materialet her helt forskjellig fra det vi før har hørt om. Noen grunne blotninger i den sydlige del av den flate dalbunn viser her løst, mest finkornet sandig materiale med spredte, ofte ganske store og tildels kantede stein. Lenger nord blir terrenget svært sumpig til vi endel hundre meter i nord får litt grus i terrasse-aktige partier før terrenget (med veien) heller forholdsvis sterkt nordover mot Sørumsand.

Angående smeltevannets opprinnelse og transportvei, har vi tidligere hørt om Blaker-Aurskog-senkningen som går østover fra selve Glomma-dalen. På senkningens nordside i strøket ved Armoen¹ forteller grytehull i forbindelse med betydelige grus- og sandmasser om begravde isrester. Ved den sydvestlige del av senkningen kan vi i syd ha hatt en subglasial vannstrøm som har funnet frem til den omtalte bergrennen hvis dannelse har hatt forbindelse med oppsprekning parallellt grunnfjells-bergartenes strøkretning. Man kan da her i deglasiasjonsperioden ha hatt en sprekke-tendens også i isen. Det har sin interesse at det har eksistert en NNØ-SSV-orientert berggrunnsmorfologi i strøket ved «Bingsfoss-kneet» (se kart Fig. 1) og videre sydover. Det blokkførende overflatemateriale i Lystadmoens tilførselsrenne kan da primært ha hatt en supra- og englasial opprinnelse.

ASAKMOEN MED TILGRESENDE TERRENG (FIG. 36)

Denne forekomsten minner på flere måter om Lystadmoens. Vi har hatt hovedavsetningen av materiale – opp til tidens havnivå – utenfor en forholdsvis smal bergrenne hvis retning faller sammen med fjellgrunnens strøkretning (hovedstruktur-retning). I begge tilfeller ligger bergrennen i den nordvestre del av et stort, mot vest fremspringende bergmassiv og har et dalføre i vest. Rennene skiller en forholdsvis liten bergmasse fra et stort bergområde østenfor.

Sammenlignet med Lystadmoen har vi da ved Asakmoen det forhold at grus- og sandmassene avsluttes i nord med en markert skrâning. Her har

¹ Også forholdene her er omtalt i Hamres ovenfornevnte hovedfagsoppgave.

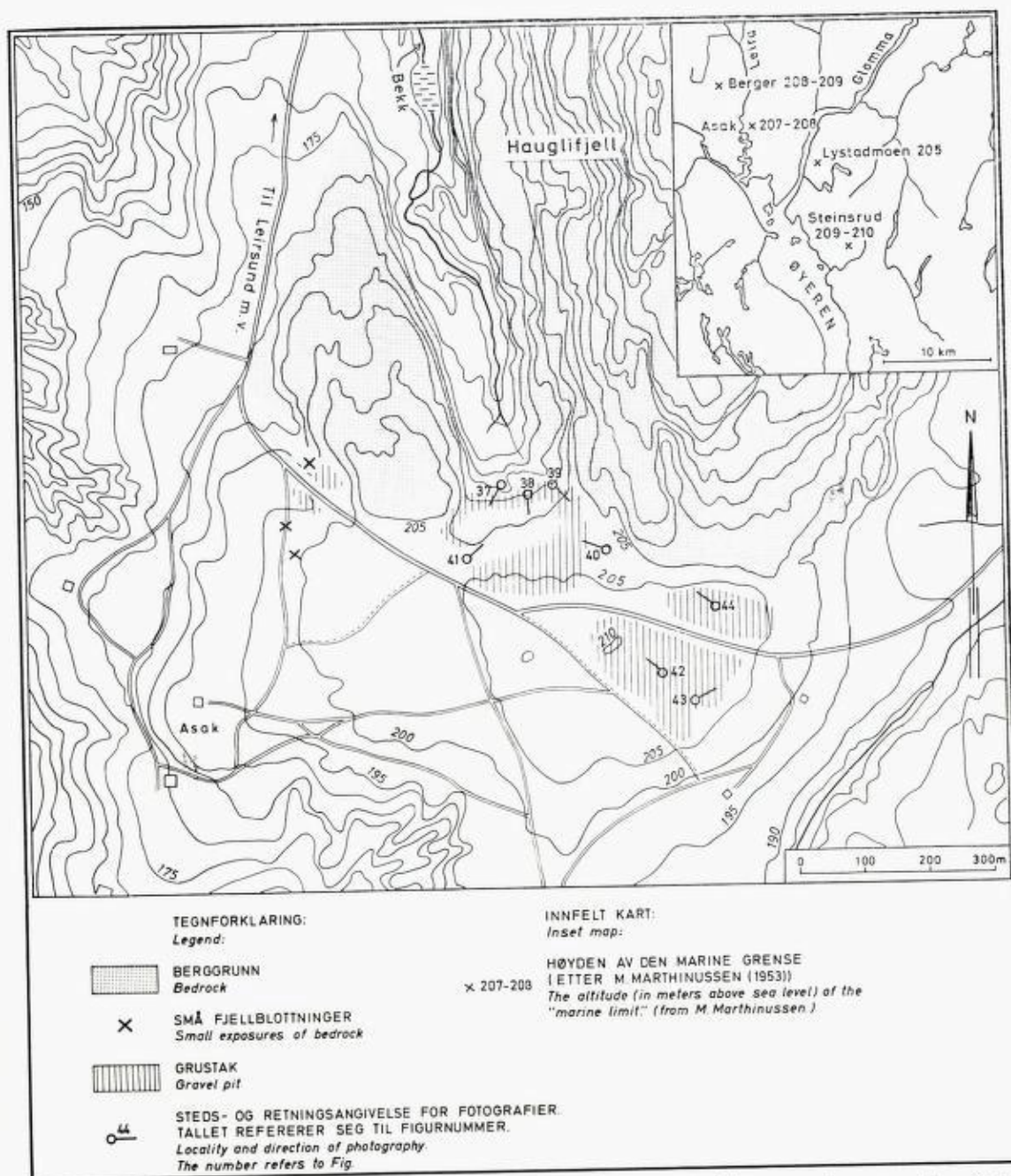


Fig. 36. Kart over Asakmoen med tilgrensede strøk. Til venstre den øvre del av Leiras dal. Etter kart i 1:5000 opptatt for Skedsmo kommune av Widerøes Flyveselskap. Map of the Asakmoen delta, etc.

vært en del grusdrift så vi har ikke de opprinnelige overflate-former helt bevart. Bergrennen har videre nordover leire i bunnen. Ved selve grensen er det en liten fylling med en del unyttet materiale fra grusdriften, o.a.



*Fig. 37. Fra den midtre del av Asak-forekomstens nordside. Over horisontal-laget lys sand kommer, med diskordant kontakt, rullesteinsgrus med vestlig fall som tiltar mot vest. Øverst er grus fjernet i et lite grustak.
From the middle part of the north side of the Asak deposit. Seen towards S. Horizontally bedded sand unconformable cut by a west-dipping, partly coarse gravel series. The dip increases westwards. In the upper part the gravel has been removed in a small pit.*

Et trekk som ved mitt første besøk ved *nordkanten* (1965) slo meg som særlig påfallende, var at en horisontaltliggende lagfølge av lys sand som forekom i det midtre parti av bergrennen, i vest var diskordant avskåret av en vesthellende, noe lagbygget rullesteinsmasse (Fig. 37). Grensen var øverst temmelig flat men ble steilere nedover. Steinene var til dels opp til mer enn hode-store. Vestover fulgte, konformt, rullesteinsgrus av forskjellig grovhet, men nærmere bergsiden ble forholdene mer uregelmessige, med dårligere sortering og forekomst av mer eller mindre kantede stein. Ved selve dalsiden syntes det å være til stede en rest av den opprinnelige overflate, med nordlig helling, og en tilsvarende struktur, men det kunne her muligens dreie seg om et sekundært fenomen. Den omtalte diskordante grense mellom sand i øst og grus i vest har fortsatt, iallfall noe nordover fra foten av blottningens steile nordskråning. Dette ble påvist ved hjelp av en gravemaskin.

Grensen sand – grus var lenger østover mer vegetasjonsdekket, men jeg har flere steder sett skarpe kontakter i nordskråningen. På Fig. 38 kan vi skille ut følgende tre kronologisk forskjellige hovedledd. 1. Nederst, en horisontalt-liggende sand-avdeling med veksling mellom lysere og noe mørkere



Fig. 38. Snitt i Asak-forekomstens nordskråning (se Fig. 36). Horizontal-laget sand er blitt gjennomskåret av en grus- og sandmasse som igjen er diskordant overleiret av grus med oppad stor stein.

Exposure far to the E in the northern slope of the Asak deposit, seen towards S. Horizontally bedded sand has been cut by two generations of gravel and sand material.

soner, ofte uten skarpe grenser. 2. Med en trappetrinnsaktig gjennomskjæring følger massiv grov sand med spredte rullestein nær grensen. 3. En nærmest ulaget rullesteinsmasse skjærer seg skarpt gjennom øvre del av midtre avdeling, og legger seg, vestover, på den undre. Straks østenfor (Fig. 39) ser vi underst en svakt skråttliggende grov sand med noen spredte rullestein, (sml. avd. 2), og diskordant derover rullesteinsrik grus (sml. avd. 3), som oppad går over i en avsetning med tildels svær rullestein. Som en stratigrafisk øverstliggende dannelse har vi en forekomst med store og ofte kantete blokker, tildels tildekket med utraset finmateriale. Enda lenger mot øst stikker berg fram i noe lavere nivå, her og der med lokalt endel grus eller stein over, og så skråner bergsiden opp.

Mellom nordskråningen vi nå har omtalt og grustakene på nordsiden av vest-øst veien er det et skillende høydeparti, en nordlig rest av Asak-terrassen. Oppe på høyden ligger det atskillige store blokker, og steinhausene på Fig. 40 viser at de har vært meget alminnelige. Ellers er da materialet en lys sand underst, og derover for det meste temmelig grove, rullesteinsrike



Fig. 39. Snitt i Asakforekomstens nordskråning (sml. Fig. 36 og 38). Underst sand med spredte rullestein og diskordant over denne avsetning rullesteinsmasser med tildels meget store stein. Til venstre øverst kantete blokker, delvis dekket av nedrast sand. Exposure NE of the section of Fig. 38, seen towards SE. The two younger groups just mentioned are represented. To the left (and on top) big angular blocks partly hidden by downslid sand.



Fig. 40. Igjenstående parti av Asak-terrassens nordområde. Over lys sand, som lokalt viser små folder øverst, ligger rullesteinsgrus, med øverst blokk-rikt sandig materiale. The SE part of the remaining northern part of the Asak terrace, seen from SE. Above sand, locally showing small folds in the uppermost part, lies coarse gravel, upwards passing into sandy material with big blocks.

masser slik vi så dem lengst i nord. Av interesse er at det er iaktatt en småfoldning øverst i sandsonen, omtalt også av Holmsen (1965).

Forholdsvis nylig har det vært arbeidet lenger nordover i den vestlige del



Fig. 41. Den nordlige rest av Asak-terrassen. Forklaring s. 41.

Section from a more western margin of the still remaining northern part of the Asak terrace than seen in Fig. 39. To the left sand, which in its uppermost part shows a marked folding (not distinctly seen in the photograph). The sand is unconformably overlain by a moraine-like (dark) gravel zone of varying thickness and showing a marked non-symmetrical downward bend in the middle of the picture. Still higher comes material of varying character with on top fine sand and often big blocks. Foto: O. Brynildsrud.

av «restpartiet», og her er det temmelig kompliserte forhold (Fig. 41). Sandformasjonen, med sin vekslning av lysere og mørkere lag mest uten skarpe grenser (sml. Fig. 38), viser i sin øvre del vel markerte folder (dessverre ikke særlig tydelige på fotografiet). Foldene var her større enn dem jeg har sett lenger øst. Med en på den vestre del av bildet meget markert diskordans kommer herover som en ujevn lagformig masse, en kompakt usortert, moreneaktig avsetning, dog uten kantede blokker. Det viser en tydelig (skarp) nedbøyning i den midtre del av bildet. Da terrasseoverflaten og jordmassene nærmest under den tydeligvis ikke er blitt deformert (ved ras e.l.) i ny tid, synes denne nedbøyning og andre eiendommeligheter i den geologiske bygning å være av gammel dato. De overliggende masser er av meget vekslende karakter, med både grus, sand og siltmateriale. Helt ved overflaten har det vært (til dels meget store) blokker.

Fortsetter vi mot syd til *områdene ved og syd for (hovedveien)* over Asakmoen er vi kommet til det typiske deltaområde, med regelmessig geologisk oppbygning. Vi skal forøvrig her peke på at dette gjelder bare den midtre og østre del av Asakmo-sletten. Som det er påvist ved grunnundersøkelser, er det i vest, i strøket syd for den vestlige bergkollle, bare noen få meter løsmateriale over fjelloverflaten. Hovedstrømmen av smeltevann som kom fra bergrennen er på grunn av dette forhold blitt *avbøyet mot sydøst og øst*. Vi kan si at forløpet av 205 m's høydekurven direkte viser hvor den største avsetning har funnet sted.



*Fig. 42. Fra hovedgrustaket i den sentrale del av Asak-moen. Sand med lag av vekslende mørkere, og – overveiende – lys farge. Den er overleiret, med svakt synklinal-aktig kontakt av merk grus som tiltar i grovhet oppover. I midten, ved overflaten, den ryggformige høyde (210 m kurven på kartet) med lysere materiale av sand og fin grus.
Main pit in the central part of the Asak-terrace (south of the W-E-road), seen towards NW. Sand with alternating dark and, mainly, light colour, overlain, with indication of synclinal contacts, by gravel with increasing coarseness upwards (with large, rounded boulders in the upper part). In the middle a section through the ridge-like elevation, with sand and fine gravel, marked with the 210 m contour in the map (cf. text).*

For den sentrale del av det østlige område av Asakfeltet gir Fig. 42 et typisk bilde av forholdene. Vi har en betydelig mektighet både av sand med vekslende lyse og mørkere lag og den overliggende mørke, grovere avsetning der særlig de øvre deler fører rikelig med temmelig stor rullestein. Grensen er temmelig markert, men jeg har ikke sett erosjonsfenomener. Midt på bildet er det gjennomskåret en liten toppmasse med forholdsvis lys farge – dette er en del av ryggen som på kartet er merket med 210 m høydekurven. Der er flere, mindre fremtredende små rygger eller hauger på deltaflaten, og man kunne her først tenke på flyvesand, men en slik tolkning motbevises av at materialet, overveiende lys sand, inneholder rullestein. Det kan muligens dreie seg om erosjonsrester fra en siste materialtilførsel. Fig. 43 viser typisk delastruktur i et perifert område, langt i sydøst.

I strøket ved bergmassen i nordøst (Hauglifjell) må smeltevannsstrømmen ha hatt en betydelig styrke idet grov grus, med til dels store blokker, forekommer også i den østre del av det gamle grustak like nord for veien (Fig. 44). Et karakteristisk trekk for det nordøstre område er at det langs sydkanten av Hauglifjellet strekker seg en tydelig, renneformet, forsenkning. Her må det ha gått en sterkt eroderende vannstrøm frem på et sent tidspunkt.



Fig. 43. Grustak sentralt i den sydøstlige del av Asak-deltaet med overveiende sand og fin grus unntagen i toppsonen, der noe større rullestein forekommer. Vi ser her tydelig skille mellom fore-set og top-set-avsetninger.

Section seen towards NW in the central distal part of the Asak-delta. Sand and (mainly fine) gravel in the top-set beds.



Fig. 44. Den nordøstlige del av Asakmoen (Fig. 36). Litt nordenfor, langs åskanten, en erosjonsrenne.

Exposure on N side of abandoned gravel pit on N side of the WE road, seen towards NW. Between this exposure and Hauglijfjell meltwater has eroded a shallow channel.



Fig. 45 Bergerforekomsten. Widerøe foto juli 1969. Sammenlign med fig. 46.

The Berger deposit. Widerøe photo July 1969. Compare with Fig. 46.

At den flattliggende sandformasjon i bergrennen ved Asak-avsetningens nord-skråning har fortsatt videre nordover der leiren nå ligger, må anses som utvilsomt. Det er vel sannsynlig at også grusmassene på begge sider fortsetter nordover, ført med av vannstrømmer som har hatt forbindelse med smeltende ismasser. Foldene øverst i sandavsetningen, det morenelignende materiale over denne og den store blokkrikdom i «restpartiet» tyder på et brefremstøt.

BERGER-FOREKOMSTEN I SKEDSMO (FIG. 45 OG 46)

Innledende bemerkninger. Denne store komplisert oppbygde grus- og sandavsetning¹ ligger langs sydøstsiden av Heksebergfjellet (et annet navn er

¹ Det kan nevnes at etter velvillig opplysning av kontorsjef i «Felleskjøpene» i Oslo kommune, Arild Dahl (sommeren 1972), er det tatt ut omkring 45 millioner kubikkmeter materiale i det av kommunen disponerte område. Dette område representerer da også en meget betydelig (og sentralt beliggende) del av Berger-feltet. Driften begynte i 1919 (med jernbanetransport ned til Leirsund stasjon).

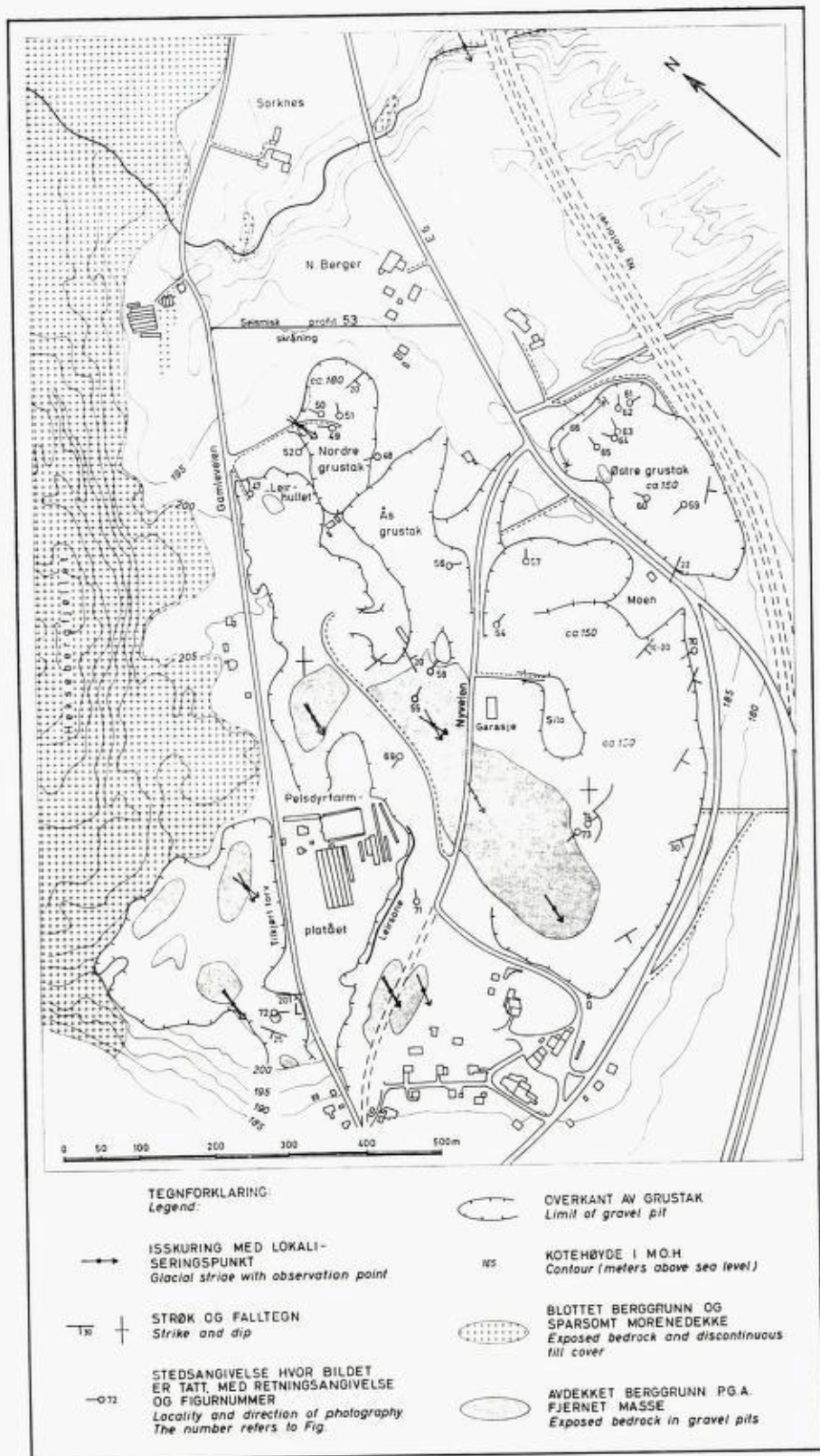


Fig. 46. Kart over israndavsetningen ved Berger.
 Map of the glacio-fluvial deposit at Berger.

Hvalåsen), et i N-S-retningen 4 km langt bergparti som hever seg nær vestgrensen av det romeriske lavland. Bare ved et ganske smalt jorddekket «sund» er det skilt fra det store åskompleks øst for Nittedal – Hakadal (med Klin-tehøgda lengst i øst). Berger-forekomsten ligger 2-3 km nordvest for Asakmoen på den annen side av dalsenkningen, der Leira flyter langsomt sydoover.

Bjørlykke (1916) har inntegnet Berger-feltets grus- og sandmasser, med dets mot syd og sydøst konvekse begrensnng, mens grensen mot leirdekket nordover går nord-syd. Bjørlykke har (s. 27) et profil fra Oslo kommunes grustak i randområdet, litt nord for Søndre Berger gård. Det viser en hellende lagbygning med en innleiring av et skjellførende leirlag som kiler ut innover. Det overliggende representerer da sekundært, under landhevningen utskyllet materiale (gjengitt i Norges Geologi, s. 666).

I min avhandling fra 1924 har jeg (på grunnlag av noen korte besøk) en liten kartskisse av Berger-forekomsten (på pl. 24), og jeg karakteriserer den (s. 83) som «et ualminnelig vakkert eksempel på et lateralt isranddelta . . .». Jeg nevner en svak stigning vestover fra den før omtalte grustak (som også jeg har et fotografi av (på pl. 16), med en del uregelmessigheter nærmere åssiden i vest. Med hensyn til leire anfører jeg at det finnes leire også i dype-religgende partier av grusmassen der også den overliggende grus kan representere glasifluvialt materiale som «på grunn av en oppgrunning av havet, en omlegning av smeltevannselvenes løp eller forandring i deres vannføring (muligens også ved et fremstøt av isfronten) er blitt avsatt ovenpå leirlagene. «Gruset under har i enkelte partier karakteren av typisk ulaget morene-materiale, og her såes blokker av sand som i frossen tilstand må være rotet opp av iskanten straks nordenfor». (Det aller sydligste område av Berger-feltet er nå helt opptatt av bebyggelse).

Senere avla jeg, bl.a. i tiden 1956-57, igjen noen besøk i Berger-feltet der da store deler av grusmassen var drevet ut, særlig i den sentrale del av strøket fra Trondheimsveien og vestover. Jeg så litt på steinmaterialet i nærheten av innkjørselen til det nevnte grustak og fant at de vanligste bergarter i rullesteinene var grunnfjells- og kvartsitt-spragmitt-typer. Dertil kom atskillig Oslo-eruptiver. Der var en del kontaktmetamorf kambro-silur (hornfels), og jeg fant også noen fossilførende bergarter: en mørk kalkbolle med en ortocér i, og kalksandstein med brakiopoden *Platystrophia biforata* (stykker som bragte tanken her på studier i unge år, over etasje 4 i Mjøstraktene). Forholdene ved grusmassenes nordgrense var kompliserte, bl.a. med en tilsynelatende isolert forekomst av massiv blåleire, som med en noe sandholdig bunn-sone lå direkte på fjell. I et grustak på østsiden av E 6-veien var det synlig meget uregelmessige strukturer i grus- og sandmassene.

I «Geology of Norway» (Holtedahll 1960, s. 377-378), nevnte jeg at det var forskjellige forhold, bl.a. grus- og sandmassenes ofte uregelmessige struktur, som gjorde det vanskelig å anta en typisk (lateral) deltakarakter for hele området, og at det syntes mer sannsynlig at vi delvis har å gjøre med subglasi-alt transportert materiale som kan ha sin fortsettelse nordøstover under leirdekket.

Holmsen (1965, s. 25-26) diskuterer opprinnelsen og transportveien for Berger-materialet og skriver at «avsetningen har foregått i sen innbuktning av dødisen langs Hekseberg fjellet», og videre at, «Bre-elven må ha kommet fra Gjerståens og Mikkelbekkens samleområder.» Dette er vestlige tillop til Leira. Med hensyn til sistnevnte punkt har da min oppfatning alltid vært at den kolossale mengde av glasifluvialt materiale i Bergerterrassen må ha hatt samme hoveddreneringsområde som bl.a. Hauersettertrinnets svære grus- og sandmasser. Det ovenfor omtalte sterke innslag av kvartsitt-sparagmitt (ved siden av grunnfjell) passer da med en slik oppfatning. Spørsmålet om materialets transportvei, blir tatt nærmere opp i et tillegg forfattet av Østmo, på grunnlag av hans steintellinger.

I og med at en meget vesentlig del av Berger-forekomstens svære grus- og sandmasser var blitt fjernet før noen mer omfattende, kontinuerlige studier ble satt igang, er det ikke mulig å gi en generell, kronologisk ordnet fremstilling av dannelseshistorien. Det blir mest spredte trekk, særlig fra områdets nordlige og nordøstlige grensestrøk. Her er, nettopp i senere år, mange tildels egenartede forhold blitt blottlagt.

Nordre grustak med tilstøtende terreng

Et forhold som var medvirkende til at jeg i 1960 nevnte muligheten av en eskerlignende tilførsel av materiale i Berger-terrassen var at det i strøket sydvest for Nordre Berger gård, på vestsiden av E6-veien var et terrengmessig fremspring i nordøstlig retning (se kartet Fig. 46), med forekomst av både rullesteinsgrus og, i eller nær overflaten, store blokker. De snitt vi senere har fått i området, har da vist at noen «rullesteinsås» har vi ikke her – men spesielle forhold på annen måte.

Før vi omtaler selve forhøyningen og grustaket skal vi beskrive en egenartet forekomst av leire straks øst for Gamleveien¹ og vest for den sydlige del av Nordre grustak. Jeg hadde forøvrig alt tidlig iaktatt leire nettopp her (se s. 48). Følger vi veien sydover fra den krattbevoksede bekkedal som går syd for Sorknes gård, stiger vi langsomt til vi på venstre hånd har en flate som er skåret inn i skråningen som her danner nordhellingen av Berger-terrassen, hvis høyde sydover langs veien er 205-210 m o.h. Den nevnte sletten, som det ligger atskillig store blokker på, er planert under en tidligere grusdrift og ender (eller har tidligere endt) mot syd i en bratt V-Ø skjæring som vi ser den vestligste del av på Fig. 47 (fotografiet tatt i 1965). Under et rullesteinsdekke på ca. 1 m's tykkelse er det en tynn sandavsetning som med skarp grense ligger over massiv blåleire på mange meters tykkelse. Leirens underlag er berg med ujevn overflate. Ett hovedpunkt er at leiren mot vest, med steil begrensning, støter imot rullesteinsgrus som står i skråningen opp til veien som ligger betydelig høyere enn leirens overflate.

¹ Den inngikk en tid som en del av «Kongsveien» i disse trakter etter at det i 1785 var bygd bro over Leira ved Frogner.



Fig. 47. Snitt i leirforekomsten på østsiden av «Gamleveien» (se teksten s. 49). Nedskyllingen (under en tidlig del av landhevingen) begynte med sand som ligger direkte over leiren, senere kom det stein-rike materiale. Til venstre, vanlig terrassegrus. Fot.: J.L. Sollid 1965.

W-E section just east of the Gamleveien road, (for location see Fig. 46.) We see massive marine clay (directly on rock), with steep boundary towards gravel to the west. The clay was deposited by muddy water, probably from the north, when a N-S strip of dead-ice, preserved in a depression in the gravel deposits of the district, melted. During the early part of the land uplift, a thin layer of sand, later a considerable thickness of gravel was washed down from the gravel slope to the west.

Mot øst er det ikke klare snitt som viser leirens grense der, men i det Nordre grustaks vestsida (Fig. 48) er materialet rullesteinsgrus og sand, i høyde med den nevnte leirforekomst. Denne må vel forklares med at det i grusområdet er blitt liggende igjen en dødis-rest som ved sin smelting kunne gjøre det mulig å få en betydelig avsetning av slam fra «Romeriksfjorden» bunnfelt her. Under en tidlig del av landhevingen er først sand, siden grusmateriale skyllet ut over leirmassen fra det høyereliggende grusterrang. Det kan ligge nær å anta at terrengsenkningen langs fjellskråningen vest for veien lenger nord kan ha sammenheng med en dødis-forekomst.

Vi skal ta for oss selve grustak-området (der nedkjørselen tidligere har vært fra den søndre del av den kunstig utplanerte flaten vi ser på Fig. 48). Det viser seg at vi også her i øst har leire, men bare som et tynt lag ved eller nær terrassens overflate (altså i høyere nivå). Dette gjelder for mange deler av de nordlige Berger-strøk der grusterrassens høyde er forholdsvis lav så vi fikk en slamavsetning etter deglasiasjonen. Et slikt topp-leirlag ble bl.a. blottlagt da transportveien ble flyttet lenger nord (så den kom til å gå i omtrent vest-øst-retning). Ved nedskjæringen fra flaten litt til høyre for billedfeltet fremkom det et klart snitt med et leirlag på omkring en meters tykkelse som lå med svak vestlig helling (og altså diskordant) over horisontal-laget grov



Fig. 48. Vestsiden av Nordre grustak. Nederst temmelig massiv grov rullesteinsgrus, oppover finere materiale, bl.a. atskillig grov sand og silt (øverst). Til høyre er toppmassene fjernet og bare blokker ligger igjen. Der gikk transportveien tidligere (fra veien i skogkanten). I veggen lenger til venstre (under sammenskjøvne masser i haugen) er det et tynt leirlag. Helt i bakgrunnen til venstre ser vi grus-skråningen ved veien straks syd for lokaliteten på fig. 47.

West side of southern part of Nordre gravel pit, seen towards SW. Above very coarse gravel finer gravel and coarse sand. In upper part of steep slope (below material artificially pushed together) a thin layer of clay. In background, left, gravel west of the southern continuation of the clay deposit seen in Fig. 47.

sand som igjen lå over rullesteinsgrus. Også her var det endel grus skyllet over leiren.

Under det videre arbeide med veien og grusdriften fikk man den ubehagelige overraskelse å treffe en steil glattskuret bergvegg (amfibolitt), som vi ser på Fig. 49. Også nord for veien er det nå blottlagt berg i et større parti. Sedimentmassen som støter inn til og ligger over det viser samme forhold som i syd, med stort sett skifting fra grovt til finere materiale oppover (Fig. 50). Mot nord forsvinner bergskråningen under de løse masser som her har en meget uregelmessig struktur i de lavere nivåer (Fig. 51). På østsiden av grustakets nordlige del har i senere år en vakker skråstruktur med sydlig fall vært blottet, med nederst meget grove gruslag som distalt og oppover går over i finere og mer flattliggende materiale.

Videre sydovert i østveggen er det overveiende mer eller mindre flattliggende sand, med gruslag særlig i den nedre del, der det også er iaktatt svake diskordanser. Helt sydligst (lengst til venstre på Fig. 48) er det en senkning over mot lavt terreng som må tilhøre leirpartiet vi før har nevnt. Her ligger det store grunnfjellsblokker i leiren. I overgangsområdet fra grustaket til leir-



Fig. 49. Blottlagt berg (amfibolitt) på vestsiden av Nordre grustak like syd for transportveien.
Steep wall (of amphibolite) just S of the transport road of the gravel pit.

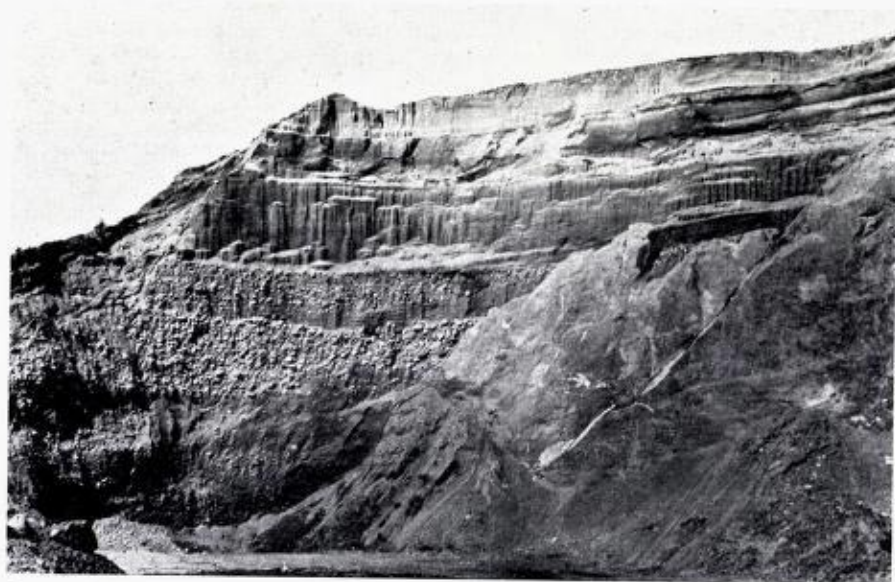


Fig. 50. Vestsiden av Nordre grustak, med grov grus omtrent til toppen av bergmassen. Videre fin grus og grov sand, og fin-materiale øverst.
West side of Northern gravel pit just north of the pit-road, with coarse gravel, fine gravel and coarse sand, and still finer material on top.

fyllingen er det et sandparti som viser tydelig nordvestlig fall. Vi kunne her tenke oss at vi har å gjøre med masser som opprinnelig var avsatt ovenpå den sydøstlige del av dødsmassen vi for har hørt om.



Fig. 51. Uregelmessige grus-avsetninger i området nordøst for fjellknausen som vi ser en del av på Fig. 50. Lagningen jevner seg ut i de finere masser oppover. Sett mot nord.
Irregular gravel and sand deposits covered by finer material, NE of the rock in Fig. 50. Seen towards N.



Fig. 52. Vi ser mot øst fra flaten på vestsiden av Nordre grustak. Materialet i «foreset» lagene midt på bildet består, særlig i de nordre deler, av grovt grus, gradvis finere oppover. Til høyre mest sand. I synklinalen til venstre dels, grus, dels sand, øverst siltsone.
NE part of Northern gravel pit, seen towards E, from the west side. The greater part of the S dipping foreset strata in the middle part of the photograph is made up quite coarse gravel followed (to the right and upwards in the series) by material of sand and silt character.

Forholdene som de nå kjennes i Nordre grustak, viser at sterke smeltevannstrømmer med avsetning av meget grovt rullesteinsgrus må ha gått langs sydøstsiden av de blottlagte bergmasser, mens de skråskiktete, proksimalt også grove grusmasser med sitt sydlige fall (Fig. 52), må være transportert av

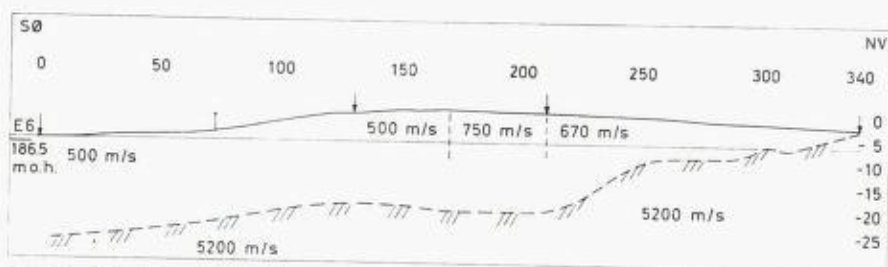


Fig. 53. Seismisk profil av bergoverflaten etter linjen NV-SØ på kartet Fig. 46. Opptatt av Geofysisk avdeling ved NGU.

Seismic profile of rock surface along the line marked in the map Fig. 46.

en mer mot syd rettet del av de fremstrømmende vannmasser. I grustakområdet må det dreie seg om «ekstramarginale» dannelser, avsatt i åpent vann. Det slo meg straks at bergskråningene her syntes å peke noenlunde i retning av en bratt bergskråning lenger i nordøst (se kartet), nemlig på østsiden av E 6-veien der Sorknesbekken flyter frem langs denne skråning på en ganske lang strekning, med flere små fjellterskler. Lenger nede svinger bekken litt til høyre i leirterreng, og her ble det iaktatt rullestein i den. I strøket nord for bekken ligger berget helt grunt, ved veien tildels i dagen, mens der lenger vest er et ganske tykt dekke av silt eller lignende fint materiale.

For å få kjennskap til dybden til fjell mellom grustaket og blotningene langs bekken har Geofysisk avdeling, NGU, med Hillestad som leder, utført seismiske målinger i retning NV-SØ. Profilet (Fig. 53) er interessant idet der er *en markert skråning* med 10 m vertikal høyde, omtrent ved 2/3 av avstanden fra E 6. Jeg kan sitere av en følgeskrivelse fra Hillestad: «De registrerte hastigheter i overdekket tyder på tørr grus. Den høyeste verdien – 750 m/s – svarer sannsynligvis til den mest steinrike grus.» Skråningens posisjon er lagt inn på kartet og går ganske godt inn i helhetsbilde av en nord til nordøst-strykende innerkant av en mer dyptliggende fjelloverflate. Det synes som om bergoverflatens form i stor utstrekning har dirigert de subglasiale smeltevannsstrømmer som må ha hatt en veldig transportkraft også temmelig dypt under havnivået.

Midt-partiet i nordøst

Vi har ovenfor hørt om det vi kunne kalle nordområdet for tilførsel av grus til Berger-terrassen, en tilførsel som synes, i alle fall i stor utstrekning, å være knyttet til bergskråninger med nordøstlig hovedretning. Vi skal nå se på et område lenger mot sydøst, hvor terrenget nærmest E 6-veien har en senkning til det igjen stiger sydover mot høyden hvor plassen Moen har ligget. Disse terrengformer henger da sammen med at forholdsvis løse sedimenter dominerer i den øvre del av lagrekkene i midtpartiet. Snitt i denne del av Berger-terrassen har vi vesentlig hatt i hva jeg vil kalle Aas-grustaket, en

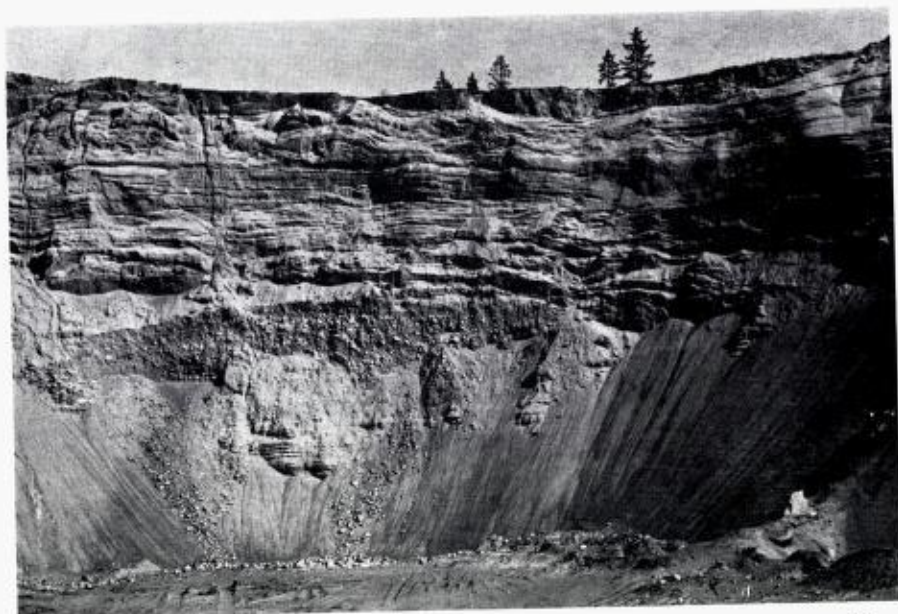


Fig. 54. Nordost-veggen i den store innskjæringen som tidligere avsluttet Berger-feltets sentrale grustaksområde mot nord (fotografiet er fra 1966). Se flybilde Fig. 45. Forholdene her sommeren 1971 kan vi se på neste bilde (Fig. 55).

NE-part of the wall separating (1966) the central part of the Berger gravel pit complex towards the north (Aas pit) and northeast, cf. air photograph, Fig. 45. We notice a zone of massive gravel, with more or less fine-grained sediments both below and above. Bedrock with a cover of coarse gravel just below the ground to the extreme right.

utgravning der det forøvrig helt overveiende har forekommet fin-sedimenter. Lengst i sydøst har det her vært et rundaktig parti (sml. flybilde) der man på nordsiden har kunnet se en overordentlig vakker horisontal lagdeling i finsand og silt, med øverst et dekke av romerikslære som gjerne har et tynt topp-lag av grus.

I de senere år har det da vært arbeidet med anlegg av en ny, SV-NØ-gående vei («Nyeveien» på kartet) gjennom det (nå nesten uttømte) sentrale grustaksområde i Berger-terrassen, og i strøket videre nordøstover. På denne måte får man en erstatning for den nå mer eller mindre nedlagte E 6-vei på en lengre strekning, og massene under den sistnevnte veien kan frigjøres for utnyttelse. En viktig del av dette anleggsarbeide var knyttet til gjennomskjæringen av den høye vegg som har begrenset sentralområdet mot nordøst og mot Aasgrustaket i nord. Jeg har fra 1966 et fotografi (Fig. 54) som viser hvordan en del av denne vegg den gang så ut. Vi legger merke til en kompakt, flattliggende grusmasse som ligger mellom en undre og en øvre serie finsedimenter (sand og silt). Den har, i snittet, en svakt konveks overflate. Fig. 55 gengir så et bilde fra sommeren 1971, der vi til høyre ser «nyeveien» som gjennom en skjæring i bakgrunnen fører opp til E6-veien lenger nord. Midt i billedfeltet i Fig. 55 ligger et «restparti» (nærbilde Fig. 58), og til venstre for dette, lenger bort, en utgravning (i mørk skygge) i dypere nivå enn Aas-



Fig. 55. Utsikt over Bergerfeltets sentrale grustaksområde sommeren 1971. Huset mellom trærne til venstre i bakgrunnen kan vi se på flybildet og på kartet. Se forøvrig beskrivelsen s. 55. Fot.: Østmo.

View towards NE in summer of 1971, from a place west of the new road (which is seen to the right, and NW of the large garage building). In the foreground, bed rock is largely exposed. In the deep cutting (dark) farther away (and to the left) the section seen in Fig. 56. Upper right: plateau at the E6 road where remains of the upper gravel formation of the Eastern pit cover the thick sand formation (Fig. 65).

grustakets bunn. I høyre del av denne utgravning forekom nord-syd profilet vi ser på Fig. 56. Her er det til høyre en massiv grusmasse, som mot venstre viser en ombøyningsdeformasjon, med et dekke av vakkert lagdelt finsediment. Lagningen i dette sediment blir helt horisontal lenger fra grensen. Under gruset er det (til høyre) et fast silt-materiale, og aller underst et lag av løs sand. Videre til høyre i profilet, utenfor billedområdet, er det i den underste del en struktur som høyst sannsynlig representerer en nesten horisontal glideflate. Dypere kommer vi ikke i dette snitt. Det må i alle tilfelle ha foregått en *tektonisk forstyrrelse*, og som en årsak kan man tenke seg en skyvning fra en tilgrensende bremasse.

Grusblotningen vi ser på Fig. 57 ligger noe øst for nyveien, og det er utvilsomt at vi har med samme stratigrafiske horisont å gjøre som på forrige bildet. I detalj sett kan også dannelsesmåten for Fig. 57-forekomsten være vanskelig å forklare uten å tenke på strukturforandringer. Iakttagelser fra mai 1972 støtter den antagelse at disse grusforekomster tilhører grussonen som vi ser på Fig. 54. Øverst til høyre på Fig. 55 ser vi litt av høydepartiet ved E6-veien der det ligger rester av et yngre grusdekke over den tykke sandformasjon (sml. neste avsnitt).

Med hensyn til «restpartiet» på Fig. 55 og 58, så ligger løsmassene her direkte på fjell. Nederst i den bratte skråningen vi ser til venstre på Fig. 55 er det en grus-lagrekke av ganske betydelig tykkelse, overleiret av en mektig sandavdeling med uregelmessig fall. Denne struktur fortsetter sydvestover, med

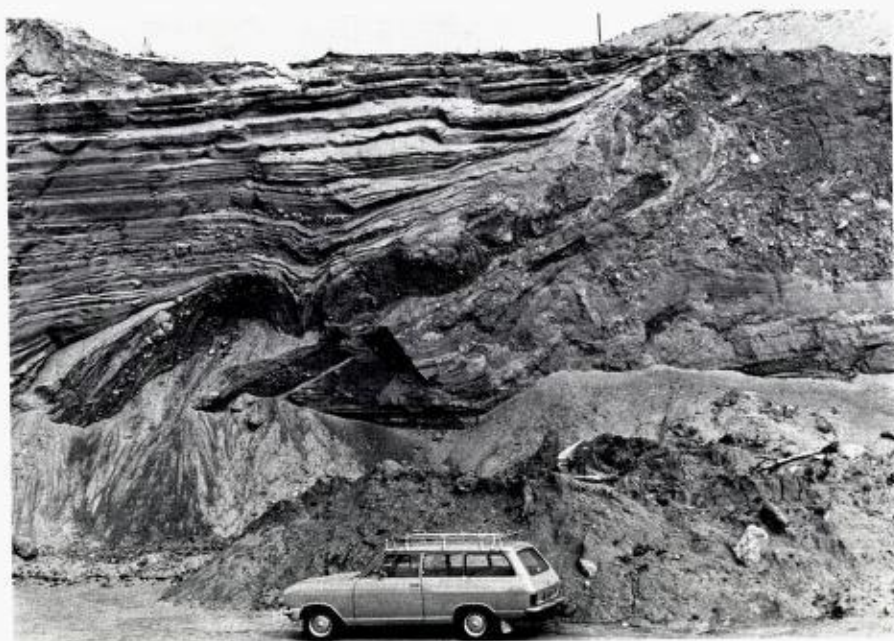


Fig. 56. Nord-syd snitt fra det utgravde område like vest for nyeien (det mørke felt på Fig. 55.) Se teksten s. 56. Fot.: Østmo.

N-S section of a gravel body showing to the left tectonic deformation, and a cover of fine-grained (sand and silt) sediments. At base to the right a layer of loose sand below a zone of compact silt (light coloured). Further to the south there is evidence of a nearly horizontal slide in this zone, probably due to pressure from a moving ice body.

forskjellige uregelmessigheter. Til dels er det her iaktatt markerte diskordanser. Disse masser har, før de i de senere år ble delvis fjernet, utgjort materialet i et betydelig høydeparti (sml. flybildet) med beliggenhet nord og nord-vest for den for omtalte garasjebygning (se kartet). (Jeg har i Norges Geografiske Oppmåling, fra målinger utført før terrenget var oppskåret her, fått oppgitt et høydettall for den vestlige del av det nevnte høydeparti på 213 m o.h.). Det ser ut til at det er fortsettelsen av disse masser vi har representert i skråningene nærmest nord for «Pelsdyrfarm-platået». (Fig 69 m.fl.).

Østre grustak

Det ble ovenfor nevnt at det øverst i høydepartiet vi ser til høyre på Fig. 55 forekommer avsetninger som skiller seg skarpt fra de lyse sandmasser som danner undergrunnen lenger nede. Det dreier seg om en sedimentgruppe som spiller en viktig rolle i grustaket som skjærer seg ned øst for E6-veien ved den nå forlatte plass Moen og et par hundre meter nordover.

Vestveggen i grustaket er vist på Fig. 59. Øverst er (i stor utstrekning representert bare ved nedrasede masser), en grusavdeling med til dels stor rullestein (avd. 1). Dette materialet danner undergrunnen på høyden sydover.



*Fig. 57. Massiv grus med en kompakt silt-avsetning ved basis, i finsediment. Litt øst for nyeien (i skråningen bakkenfor spissene på «restpartiet» på Fig. 58). Fot.: Østmo.
Massive gravel with compact silt at base, in the sediment series east of the new road (in slope beyond the upper right gravel projections of Fig. 58).*



*Fig. 58. «Restpartiet» (sml. Fig. 55) sommeren 1971. Til høyre massivt grus med til dels stor (rund) stein og vesthellende overflate. Derover mørk sand, delvis grusaktig. Fot.: Østmo.
Remains of coarse compact glacio-fluvial gravel with many big boulders. To the left dark sand above a strongly tilted boundary plane.*



Fig. 59. Fra den midtre del av vestveggen i Østre grustak (til venstre det nå nedlagte bruk Moen på vestsiden av E6-veien). Nærmere forklaring i teksten s. 57.

The middle part of the west wall of the Eastern gravel pit. From above: 1. Upper coarse gravel zone, 2. Light-coloured sand, 3. Lower gravel deposit, especially well represented to the right outside the area seen in the photograph. Here at a low level a rocky slope was exposed at one time. Characteristic of parts of this lower gravel mass was the existence of particularly stone-rich layers tapering towards S or SW, indicating such a transport direction.

Det kan nevnes at det i skogholtet vest for veien ligger atskillige store blokker. Lenger ned i grustakveggen har vi så en lysfarget sandavdeling med svakt bølgende lagstilling i N-S snittet (avd. 2). Lenger til venstre er det tydelig fall mot VNV. Både her og i den høyre del av bildet ser vi en undre avdeling med rullesteinsgrus (avd. 3). I dens fortsettelse mot nord ble det for en del år siden et sted avdekket et lite område med en temmelig bratt bergskråning ved grustakets bunn. I dette grusparti, som til dels var meget kompakt, forekom det flere særlig rullesteinsrike lag som ved sin gradvise utkiling mot syd, eller noe vest for syd, antydte en slik transport-retning for materialet.

Der terrasseflaten som veien går på har hatt et fremspring mot øst, var det alt ved mitt første besøk i grustaket (1965) et påfallende forhold å se (Fig. 60) idet horisontaltliggende sandlag (avd. 2) var skarpt avskåret av en grov rullesteinsmasse som tydeligvis hørte sammen med grusformasjonen i toppflaten.

Man kunne her kanskje tenke på en meget gammel utrasning eller nedskylling, men ville i alle tilfeller stå overfor spørsmålet om hvor grusmassen i toppflaten var kommet fra. Det syntes ikke rimelig å tenke seg noen transport fra vest, og jeg fant da som den naturlige forklaring at vi har hatt en



Fig. 60. Den nordlige del av vestveggen i Østre grustak (1965). Grov rullesteinsgrus diskordant over horisontaltliggende sandlag.
Unconformable contact between very coarse gravel and horizontal sand beds in a more northern, somewhat projecting part of the terrace on the west side of the Eastern gravel pit (1965).

subglacial «rullesteinsflom» fra dypere til høyere nivå, som fremholdt i et foredrag av meg (Holtedahll 1966). Noen år senere var det en tilsvarende diskordant kontakt å se noe lenger nord, i grustakets nordvestre hjørne.

Nordsidens strukturer lenger østover var i Østre grustak dengang delvis skjult ved at transportveien i grustaket gikk her. Veien ble da senere flyttet til østsiden hvor så i den aller siste tid store utjevninger og påfyllinger er foretatt i forbindelse med anlegget av den nye «motorveien.» På nordsiden har det da til gjengjeld blitt meget gode blotninger, særlig i de seneste år da store mengder av dekkende leirmasser er blitt fjernet for å få nyttiggjort materialet under dem.

Vi skal se på noen karakteristiske nyere bilder fra nordveggen og begynne (Fig. 61) med et fra den nordøstligste nedskjæring (tatt 1970). Den øverste del av snittet viser ikke de primære forhold på grunn av at motorveien er blitt anlagt like bortenfor. I de stedegne grusmasser lenger nede angir den ikke særlig fremtredende, men allikevel tydelige lagning et svakt fall mot nord.

Lenger vest kommer vi over i den grustype vi ser på Fig. 62. Karakteristisk er konsentrasjon av «tørr» (løs) rullestein i ofte linseaktige partier i grov sand eller fin grus. Generelt tyder grusmassens struktur på sterkt skiftende strømforhold. Eriksson (1960, s. 87) har omtalt lignende forhold for Stockholmsåsen:

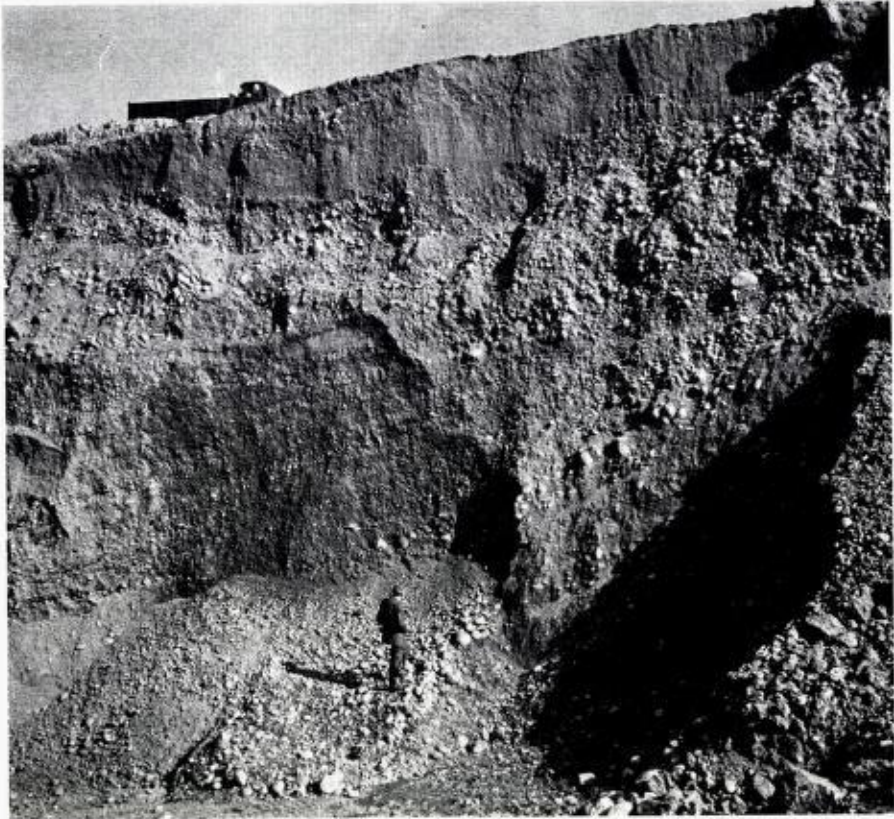


Fig. 61. Den nordligste delen av østveggen i Østre grustak. Fot.: O. Brynhildsrud 1970. East wall in northeasternmost part of the Eastern gravel pit seen towards E. A northern dip seen in the fresh cutting. Material on top not in situ.

«Framför allt i de övre delarne av åskärnan («sommarbädden»)¹ äro linsor av olika kornfördelningar och särskilt då stenlinsor vanliga ——. En stenlins —, vars mäktighet mera sällan överstiger en halv meter, består underst av grövre stenar, vilka överlagrats av successivt allt mindre sådana. Linsornas längd varierar från ett par till ca. 30 meter.»

Fig. 63 som tillhör en serie fra sommeren 1971, er da tatt litt lenger vestover. Her har vi, til høyre, en utpreget skrå lagstruktur som har vært synlig i atskillige år, ettersom grustak-veggen ble «flyttet» nordover. De skrå lagene ligger stratigrafisk i nivå like over de mer eller mindre flattliggende sedimenter på forrige bilde. Hellingen og utkilingen mot vest tyder på en (glasi-fluvial) material-transport i den retning. Til venstre ser vi tektonisk forstyrrede grusmasser og nederst dukker lys sand frem, med horisontale lag.

Særlig interessant er da Fig. 64 og 65 der vi (foruten foldningsstrukturen til høyre) ser den markerte diskordans med stigende helling av grenseflaten

¹ Refererer seg til en betegnelse gitt av L. von Post (1942, s. 68 m.v.)

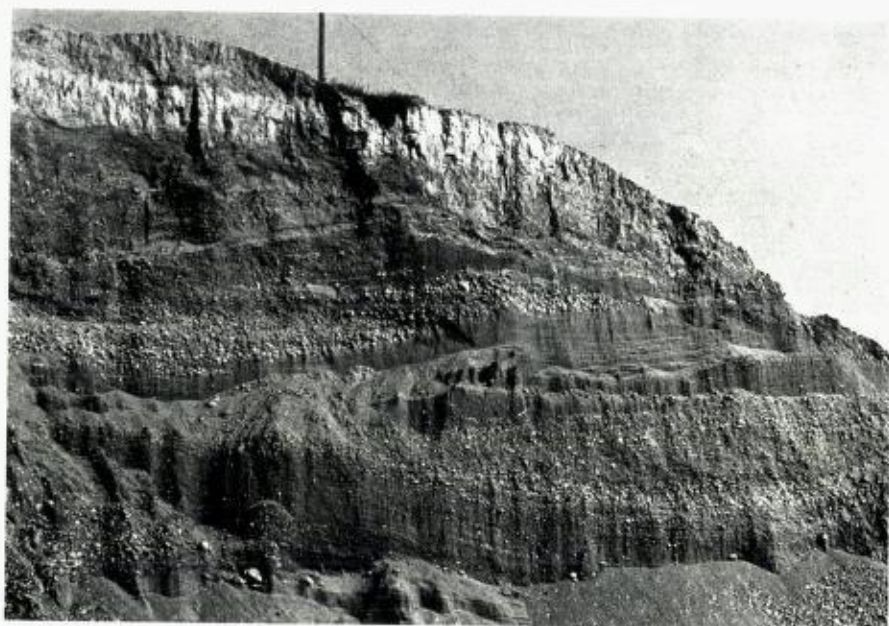


Fig. 62. Snitt (1969) fra nordveggen i Østre grustak. Karakteristisk er rullesteinrike partier med ikke sjelden mer eller mindre linseaktig form liggende i grov sand eller fin grus. Øverst dekke av romeriksleire.
Section (1969) from the north wall of the Eastern gravel pit, with locally more or less lens-like accumulations of boulders in a mass of coarse sand or fine gravel.

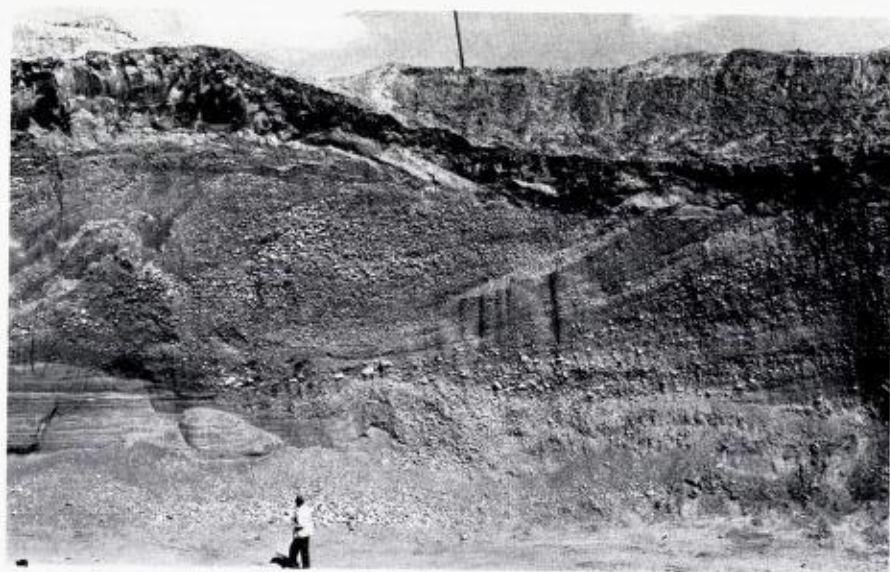


Fig. 63. Nordveggen i Østre grustak. Over flattliggende, til dels meget grove masser ligger grus med vestlig fall. I vest tektoniske forstyrrelser, jfr. Fig. 64. Fot.: Østmo juli 1971.
Between Figs. 62 and 64. The west dipping gravel strata (indicating transport towards W) continue eastwards in a stratigraphical level above deposits of type Fig. 62. To the left tectonic deformations (cf. Fig. 64).



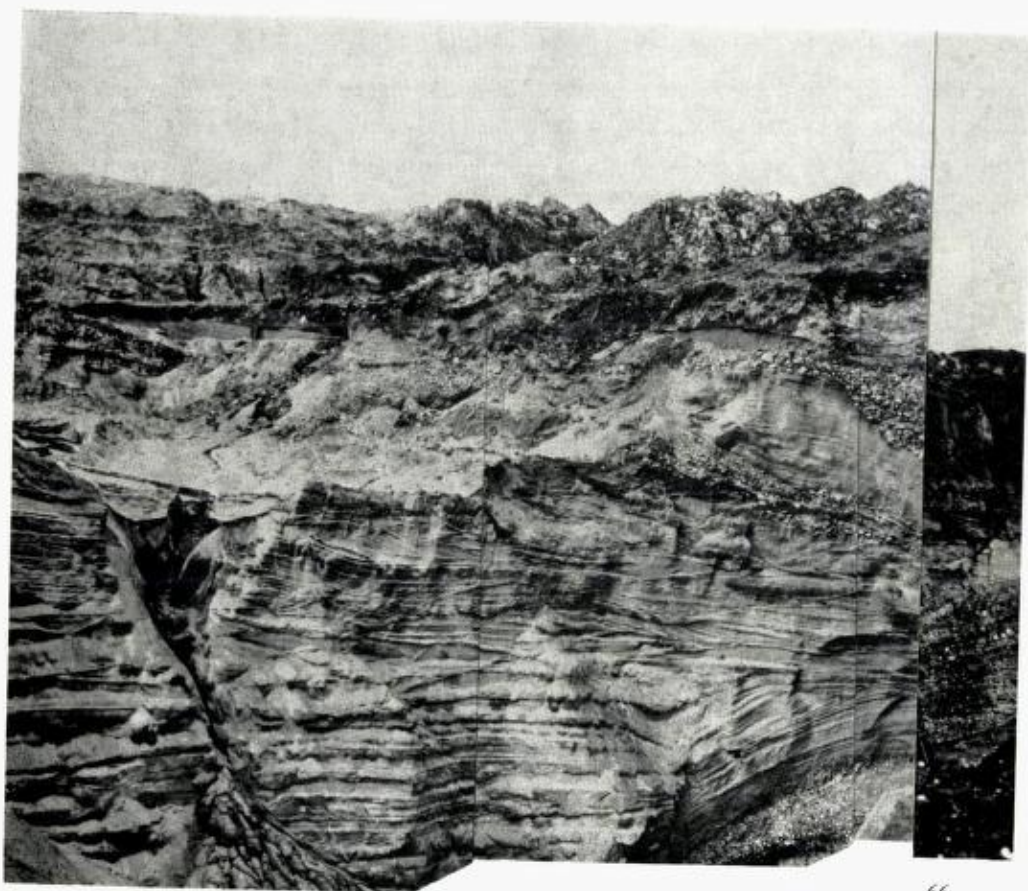
Fig. 64. Den vestligste del av nordveggen i Østre grustak. En tydelig diskordans skiller mellom den flatt-liggende sand og den overliggende, i stor utstrekning rullesteinsrike grusmasse som har vært utsatt for betydelige forstyrrelser. Fot.: Østmo juli 1971.
The westernmost part of the north side of the Eastern gravel pit, seen towards W and NW, with an unconformable contact between a flat-lying sand deposit and deformed, largely boulder-rich gravel.

vestover. Det synes også å være en nordlig fallkomponent. Eiendommelig er fordypningen oppe i den bratte veggen der vi har en løs rullesteinsmasse med tydeligvis fastere (og mørkere) materiale både under, til venstre og over. Det må her ha foregått ganske spesielle bevegelser i sedimentmassene, og det blir en nærliggende forklaring at det *har ligget en ismasse like nordenfor* og at det er smeltningen av denne som i større eller mindre grad er årsak til forstyrrelsene. Vi kan minne om at det i den undre grusformasjon omtalt fra vestsiden (s. 59) forekom strukturer som tydet på en transport sydover.

Etter at fotoserien fra sommeren 1971 ble tatt, er mere av leirdekket og underliggende materiale fjernet, slik at snittet ble meget steilt, og i oktober 1971 tok Østmo flere serie-fotografier. Det nye snitt (Fig. 66) ligger ikke langt nordenfor det tidligere omtalte, men forskjellen i struktur og materialtype er betydelig. Vi må være oppmerksom på at en direkte sammenligning vanskeligjøres ved at grusmassen på Fig. 64 er fotografert sterkt på skrå (vestover) og at det nye snitt er meget mer steilt. Vi ser da, på Fig. 66 nederst den lyse, godt lagdelte sandformasjon, med særlig stor tykkelse i vest, og aller øverst i snittet ligger «romeriksleire.»

I midten har vi så et kompleks med rullesteinsrike masser som dominerende komponent i størstedelen av feltet. Til venstre legger vi merke til et massivt, skråttliggende steinlag. Undergrensen for «midtsonen» er buet noe nedover, og langt i øst er det en vakker foldestruktur som må skyldes en glidning østover. Det ser ikke ut til å ha vært noen tydelig forskjell i primærkarakteren av lagene i foldene og i de vesthellende (autoktone) gruslag som de grenser til.

Øverst i den sentrale del av midtavdelingen ligger med ujevn nedre grense



66.

Fig. 65. Nærbilde av en del av veggen på Fig. 68, med i den øvre del muligens en nordhellende omboyningsstruktur. Fot.: Østmo juli 1971.
Detail of a part of the steep wall of Fig. 68, possibly indicating a northwards-dipping recumbent fold structure, in the upper part.

rester av en yngre sediment-avdeling (vinterbædd?) som etter kornfordelingsanalyse foretatt av Østmo viser seg å bestå av grus med dårlig sortering. Man kunne kanskje tenke seg at den på fotografiet vakkert oppadbuede undergrense av dette materiale (noe til høyre for midten av bildet) kan svare til overgrensen for «rullesteinshullet» på Fig. 64 og 65. Beliggenheten i forhold til de foldede lag til høyre synes å være noenlunde den samme. Det nye snitt synes da å støtte den forklaring som tidligere er gitt av forholdene i Østre grustak, at massene i midtsonen må være avsatt av smeltevann i kontakt med en bre. Det er i denne forbindelse et forhold av interesse at tykkelsen av leirdekket (over grus) tiltar sterkt *både mot nord og øst* (Fig. 67) der boringer er foretatt i strøket ved grustakets nordøstligste del.

Av særlig interesse på snittet Fig. 66 er det steinrike skråttliggende laget i den vestlige del som har ført opp til den flattliggende grusmasse som dan-

Fig. 66. Snitt i den vestre del av Østre grustaks nordvegg. Nærmere forklaring i teksten.
Fot.: Østmo oktober 1971.

Section of the north wall of the Eastern gravel pit somewhat north of the section seen in Fig. 64. Between the light-coloured sand at the base and the silt and clay cover, lies a mass of mostly very stone-rich material. To the west we notice a massive stone layer, leading obliquely upwards to the gravel deposits along the road. In the depression in the sand seen to the extreme west the gravel has been removed. To the east the stone-rich central mass borders, with a series of folds, on the west-dipping gravel of Fig. 63, indicating an eastward slide. In the centre of the picture (dark) remains of a younger deposit made up of a more ordinary, badly sorted gravel.

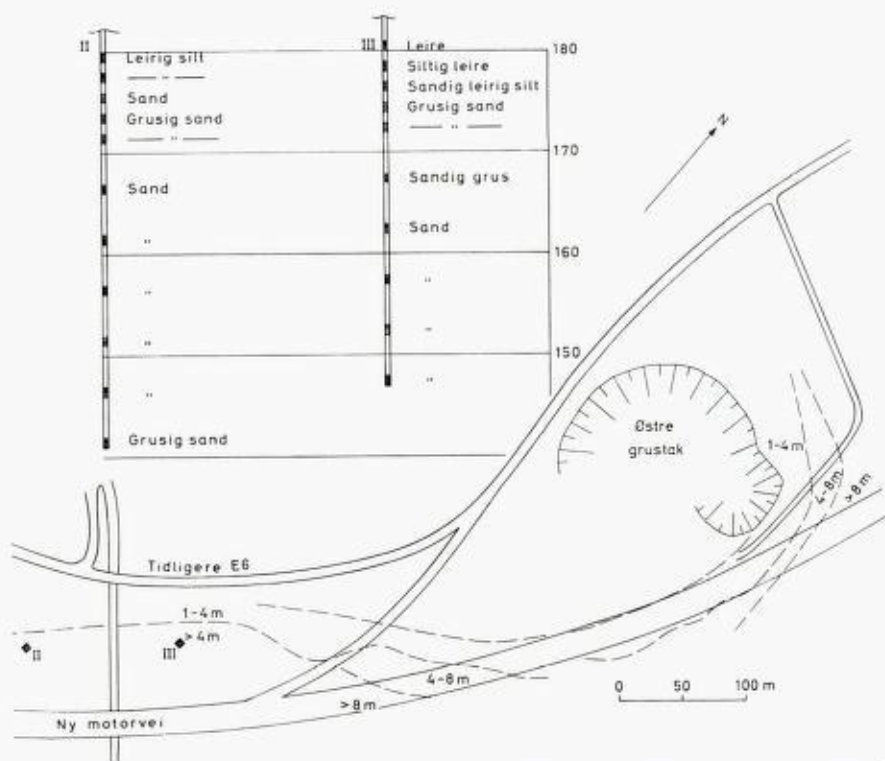


Fig. 67 Kart hvor stiplede linjer viser variasjoner i leirdekkets tykkelse (i m) over sand-grus ved Østre grustak og videre sydover. Borprofiler med stedsangivelse avmerket på kartet. Figuren bygger på undersøkelser utført av Veglaboratoriet i 1963.

Map with broken lines showing thickness (in m) of clay above sand-gravel. Drilling profiles at Østre gravel pit with localities marked on the map. (1963).

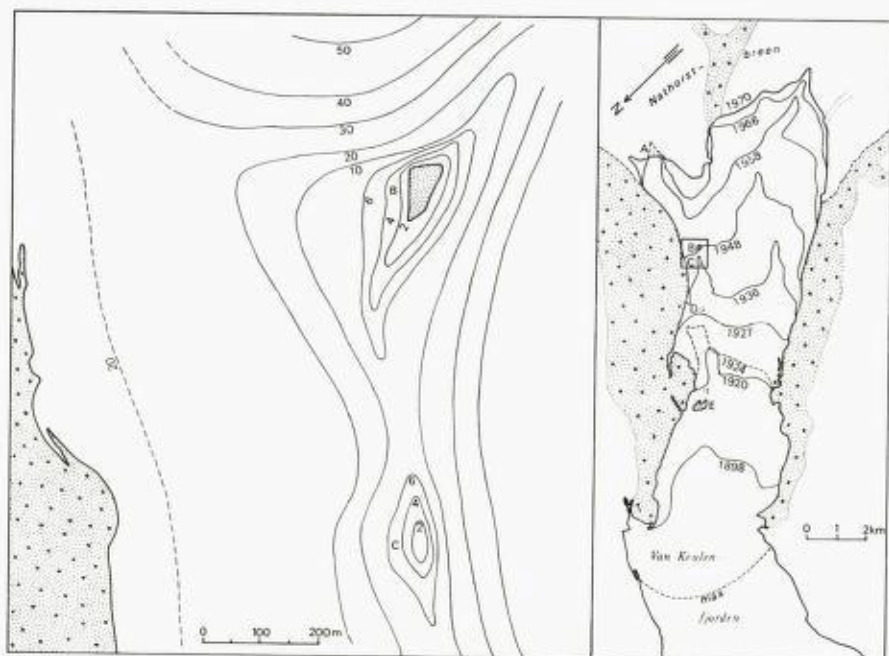


Fig. 68. Kartet til høyre viser Nathorstbreens tilbakegang siden dens maksimale utbredelse i forrige århundre. Kartet til venstre er tegnet på grunnlag av opploddingen av øya som var under dannelse foran breen fra ca. 1940 til 1955. Bokstavene, E - A angir grusavsetninger. Etter Liestøl (1973).

The map to the right shows the recession of the Nathorst glacier from its maximum extent during the last century. The map to the left is based on soundings of the fjord where a small island was formed in front of the glacier from 1940-1955. The letters, E - A, mark gravel deposits.

net underlaget for E6-veien. (Den lyse, flate senkning i forgrunnen helt til venstre viser et sted hvor gruset nå er fjernet). Vi har da her en parallell til forholdene lenger syd. Med hensyn til submarin smeltevanntransport av rullesteinsmateriale fra lavere til høyere nivå ved eller nær brekanten, har glasiolog Olav Liestøl ved Norsk Polarinstitutt henledet min oppmerksomhet på forhold han har iaktatt på nord-østsiden av Van Keulen fjorden, som er den sydlige hovedarm av Bellsund i den sydvestlige del av Vest-Spitsbergen. Liestøl har senere offentliggjort en kort beskrivelse av forholdene i dette området (Liestøl 1973). I det område det her gjelder, har fjorden en bredde av 3-4 km og ender mot sydøst i den store Nathorstbreen, hvis kalvningsfront i senere årtier har trukket seg meget tilbake. Omtrent 6-7 km fra den nåværende front er det like utenfor et noe fremspringende parti med lavt land (for en vesentlig del morene med bergunderlag) blitt lagt opp, tydeligvis av en undersjøisk bre-elvstrøm, en lav grus-øyr med lengde over havnivået, i nord-syd retningen, ca. 500 m. Denne dannelsen skriver seg fra tiden omkring 1910 da brefronten lå her. Liestøl meddeler at slike øyer ved eller nær iskanten er lagt opp senere ettersom breen trakk seg tilbake, bl.a. omkring 1950. Han besøkte breen i 1952 og gikk i land på den øyra som da

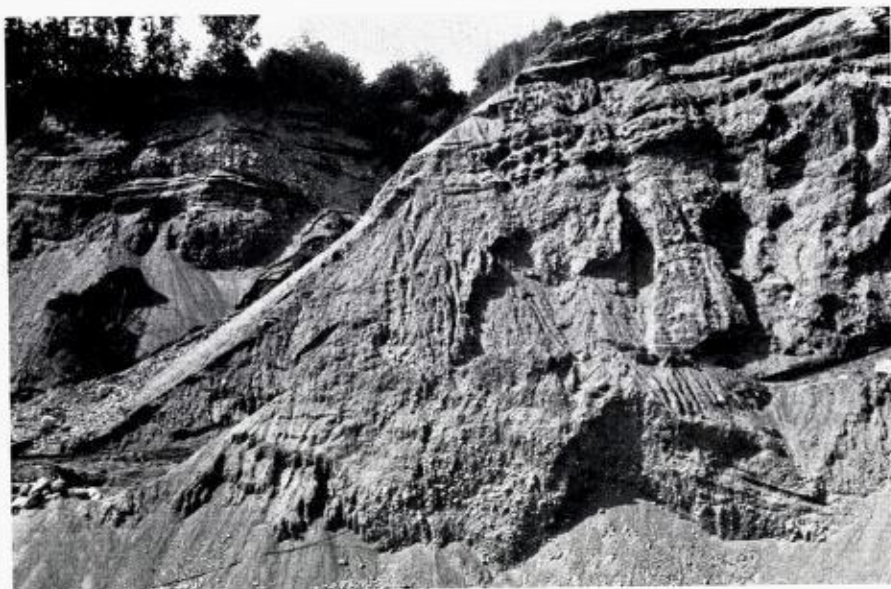


Fig. 69. Uregelmessig avsatt grov rullesteinsgrus med innleirede sandlag i skrentene nord-øst for Pelsdyrfarm-platået. Den leirforende, noe skrånliggende sone vi ser på Fig. 70 ligger her nær platåets overflate. Berg har vært blottet nær ved foten av skrentene.
Irregularly bedded coarse gravel at the little ravine bounding the 'mink farm plateau' towards the NE. The zone with silt and clay lies here near the plateau level. Rock surface has been exposed not far from the base of the slope.

var under dannelse. «Enorme vannmasser kom opp fra dypet» og førte med seg hodestore stein. Senere, i 1964, da han igjen besøkte området, hadde breen forlatt stedet, og det ble loddet over 40 m innenfor øyra, som lå igjen som en øy utenfor brekanten (Fig. 68).

Den yngre rullesteinsrike formasjon ligger i de nordøstligste deler av Østre grustak nær eller umiddelbart på bergoverflaten, mens den lenger syd på øst-siden (og som før nevnt også i sydvest) har under seg en avsetning av lys sand av ganske betydelig tykkelse (se Fig. 59). Det kan se ut som rullesteinsflommen har kommet (fra nordøstlig kant) og lokalt har fjernet en tidligere tilstedeværende lys sand-formasjon her. (På *vestsiden* av høyden ved E6-veien (se Fig. 55) har den underliggende sanden, som vi før har hørt, en stor tykkelse. Om den *lyse sand* som i *Asak*-feltet overskjæres av rullesteinsmateriale, kan være en samtidig dannelse, er vel også en mulighet.)

Den sydvestligste del av Berger-forekomsten

Litt syd for stedet der fotografiet på Fig. 47 er tatt når Gamleveien opp i terrasse-høyden som er 205-210 m. Videre sydover er det til å begynne med svært lite igjen av terrasse-rester, slik vi kan se på flybildet og kartet (Fig. 45 og 46). Materialet er mest temmelig grov grus. Det utgravde område i øst (som tilhører Akershus Fylkes Veivesen) anvendes i stor utstrekning som



Fig. 70. Den leirholdige sone i de nordøstre skrenter av Pelsdyrfarm-platået sees som en mørk stripe i bakgrunnen. Massene fra nordøst fortsetter inn under sonen (helt til høyre skrentene på Fig. 69). Steinansamlingen midt på bildet er tilkjørt.

From the east, the dark (towards the left) slightly dipping zone made up of very fine material, the middle of it clay, exposed in the north-eastern slopes of the 'mink farm plateau'. The gravel sand deposits of the more northern area continue southwards below this zone. To the extreme right the slopes shown in Fig. 69.

lagerplass. Nærmest nord for Pelsdyrfarm-platået (et område som i en lang årrekke har ligget omtrent uberørt) opptrer forskjellige strukturtyper i grus- og sandmassene, til dels med en regelmessig, gjerne noe skråttliggende lagning, dels med meget uregelmessige forhold som i grusveggen på Fig. 69.

Det synes å være nær sammenheng mellom disse avsetninger og dem vi har hørt om fra høydepartiet nord for Oslo Kommunes garasje m.v. vest for Nyveien.

I skråningen som begrenser Pelsdyrfarm-flaten mot øst og syd opptrer en mørkfarget sone som vi kan se som en svakt syd-østhellende stripe på Fig. 70 og, på nærmere hold, på Fig. 71. Denne sone består av svært finkornet materiale, silt med leiraktige partier, og omtrent i midten noen desimeter med ren blåleire. Skogforsøksleder O. Gjems, Vollebekk, har foretatt mineralanalyse av finfraksjoner (mindre enn 0,002 mm) av prøver av denne leire og funnet at den ikke skiller seg fra den vanlige romeriksleire. Med hensyn til den leirholdige sones opprinnelige utbredelse har driftsbestyrer for Oslo Kommune i Berger-feltet, Jon Bugge, meddelt meg at den ikke har strukket seg særlig langt østover og så forsvunnet gradvis.

Massene under leirsonen (som vi for korthets skyld kan kalle den), består,



Fig. 71. Til venstre den nordøstlige del av Pelsdyrfarm-platåets sydøstskrent, med den mørke leirholdige sone midt i skrånningen. Til høyre i bakgrunnen ser vi terrenget vest for Østre grustak.

To the left the northeastern part of the southeastern slope of the 'mink farm plateau', with the dark claybearing zone. In the background to the right the ground west of the northern part of the eastern gravel pit.

der hvor bildet Fig. 71 er tatt, vesentlig av grov sand, mens vi lenger syd har finere sand, liggende over en ujevn bergoverflate som opptrer som en terskelaktig forhøyning i Berger-feltet på denne kant.

I et nytt grustak i massene over leirsonen har Østmo høsten 1972 notert følgende lagbygning regnet nedenfra: 2-2½ m sand, 1-1½ m grus med stein, 2-3 m sand med grus i kryss-skiktning mot V 10° – 30° S og øverst ca. 1 m med godt sortert finsand (flyvesand?). Den typiske leire synes å forsvinne mot sydvest.

Det fremgår særlig av Fig. 70 at grus- og sandmassene vi hørte om fra strøket nord for platået, fortsetter mot sydvest under den leirførende mørke sone. Spørsmålet er så hvor de overliggende masser er kommet fra. Det kan ikke være fra nord da det er lite eller ingenting av avsetninger over leiren i den nordvestligste del av platået. Med hensyn til området vest for Gamleveien og Pelsdyrfarmen (stort sett lyst på flybildet, bortsett fra påfylt mørk torvmasse) var det her, over en ujevn fjellgrunn med overveiende finkornet materiale, for en stor del fin sand med spredte, ofte store (isflyttede) blokker. Bare lengst i syd har det, i nivå med platået østenfor vært typisk glasifluvial grus i større mengde. Her har det like ved vestsiden av veien (se kartet) stått en gammel låve som ble revet i 1970. Fra området den stod på, skriver bildet på Fig. 72 seg, med en vakker deltastruktur, med fallretning sydsydvest, hvilket skulle tyde på en transport for dette materiale fra nordøst, det ville bli parallelt strøkretningen for leirsonen. Det kunne muligens antas at vi her hadde nordvestsiden av en svakt renneformig fordypning med leiravsetning og senere gjenfylt ved sedimentasjon av grovere materiale.



Fig. 72. Profil sett mot øst ved sydkanten av Berger-terrassen like vest for Gamleveien (se s. 47, ved L på kartet). Høyde for overflaten ca. 208 m o.h. Fot.: O. Brynhildsrud.
Delta structure at the southern margin of the Berger terrace, at L in the map Fig. 46. View towards the east.

Også et stykke nede i sydskråningen vest for Gamleveien ved Sandbakken har det vært en del grusdrift (se flybildet). Det kan utskilles en primæravsetning, til dels i kontakt med blottet berg, og et sekundært dannet utvaskingsgrus.

Noen sluttbemerkninger

Bortsett fra noen få data i innledningsavsnittet om Berger-avsetningene har vi ikke gått inn på forholdene i den sydøstlige del av Berger-feltet. Her vil det i nær fremtid bli anledning til å følge grusdriften i den store «voll» der E6-veien har hatt sitt leie, og det skulle være mulig å få en sammenknytning med avsetningene ved Østre grustak. Jeg skal her bare ganske kort omtale noen sedimenttyper fra de stratigrafisk lavestliggende avsetninger på inner-siden av denne vollen og dessuten påpeke visse forhold ved bergoverflatens karakter i Berger-feltet med tilstøtende område – forhold som utvilsomt har vært av betydning for karakteren av den svære sediment-oppbygning i området.



Fig. 73. Basal-avsetninger av vekslende karakter i den sydøstlige del av Berger-området, (En ca. 3 dm lang hagespade på bergoverflaten er målestokk.) Underst rustfarget løst grus, så tettpakket mørk sand som brått følges av stortsteinet, til dels kantet materiale.
Basal sediments of various types in the SE part of the Berger gravel pit district. On rock surface (here a small, 3 dm long spade) rust-coloured gravel, then dark hard-packed sand abruptly followed by coarse stone-rich material.

Stort sett har sedimentasjonen begynt med avsetning av mer eller mindre grovt, gjerne rullesteinsførende glasifluvialt materiale som må ha krevet svære vannstrømmer for å bli transportert over betydelige avstander dypt under tidens havnivå, på en berggrunn som stort sett var temmelig jevn – slik vi senere skal høre. Som det er naturlig, vil det ikke sjelden bli en veksling av sediment-typer nær bunnen i lagrekken. Et eksempel er vist på Fig. 73 (tatt mot sydvest).

Et interessant snitt ser vi på Fig. 74 fra samme strøk. Over en ca. 1 m tykk sone av hvitaktig sand, som opprinnelig har hatt flat lagstilling, ligger rester av en nå hård leire som i midten av bildet viser en foldeaktig struktur øverst. Herover kommer så grus av forskjellig grovhet. Særlig meget av forholdsvis grov rullestein finner vi der det tydeligvis har foregått en forkastnings- eller glidningsmessig forskyvning, med relativ senkning av partiet til høyre (i syd). Det må ha foregått bevegelser av grusmassene som bl.a. har erodert bort høyreliggende deler av leirsonen. Forholdene minner meget om dem som er beskrevet fra Langebrekke-grustaket i Mona-ryggen (s. 18).

Det må her nevnes at det også et sted i den nordøstligste del av Østre grustak en tid var blottet, i nivå omkring 10 m over bergoverflaten her, et ca. 2 m tykt lag med hvitaktig sand, med grus, tildels meget grov, både



Fig. 74. Sett mot øst. Forklaring i teksten.

This photograph, from a locality near that of Fig. 73 shows a mass of rather compact gravel lying above a zone of whitish sand with locally a cover of hard clay. Especially to the right the surface of the clay is very irregular and in the middle of the picture small-scale folding was observed. The most striking feature of the section is the fault-like relative subsidence of the sand-clay components, no doubt caused by slide movements in the gravels of the district. Through these movements clay has been locally removed and, furthermore, a concentration of large boulders seems to have taken place in the zone of dislocation. The general geological development has evidently several interesting points in common with the one mentioned from the southeasternmost part of the Mona deposit.

under og over. Det er blitt meg fortalt at laget et sted hadde stoppet brått, men var kommet igjen et stykke borte.

I innledningsavsnittet om Berger-forekomsten har jeg (s. 48) nevnt materiale av morene-karakter (langt syd i feltet). I det spesielle sydområdet jeg nå sist har omtalt, har jeg sett vanlig rullesteinsgrus ligge over en lysfarget, overordentlig fast masse, som uten tvil må representere en moreneavsetning. Grunnmassen er kalkholdig og inneholder bl.a. rundede stein av en meget mørk kvartsitt. – Det må da tilføyes at det mange steder i Berger-feltet er påtruffet en del vanlig, løst bunnmorenegrus, i blant med store blokker.

Vi skal så til slutt beskjefte oss litt med *bergoverflatens morfologi* under og nær ved den store Berger-terrasse. Blant annet fordi det på den østre side av Leira-dalføret ligger – som vi har hørt – en annen, ganske stor glasifluvial grus- og sandforekomst (ved Asakmoen), fant jeg det svært ønskelig å få et profil over fjelloverflaten i det mellomliggende område. Ved imotekommenhet fra NGU's side ble det målt opp et slikt profil (Fig. 75 a-b) under ledelse av geofysiker Hillestad. Et trekk som her trer frem er, (ved siden av en todeling av dalrennen), profilkurvens *steilhet ved dalsidene*. I strøket nærmest stedet der E 6 har forenet seg med den midlertidige forbindelsesvei sønden-

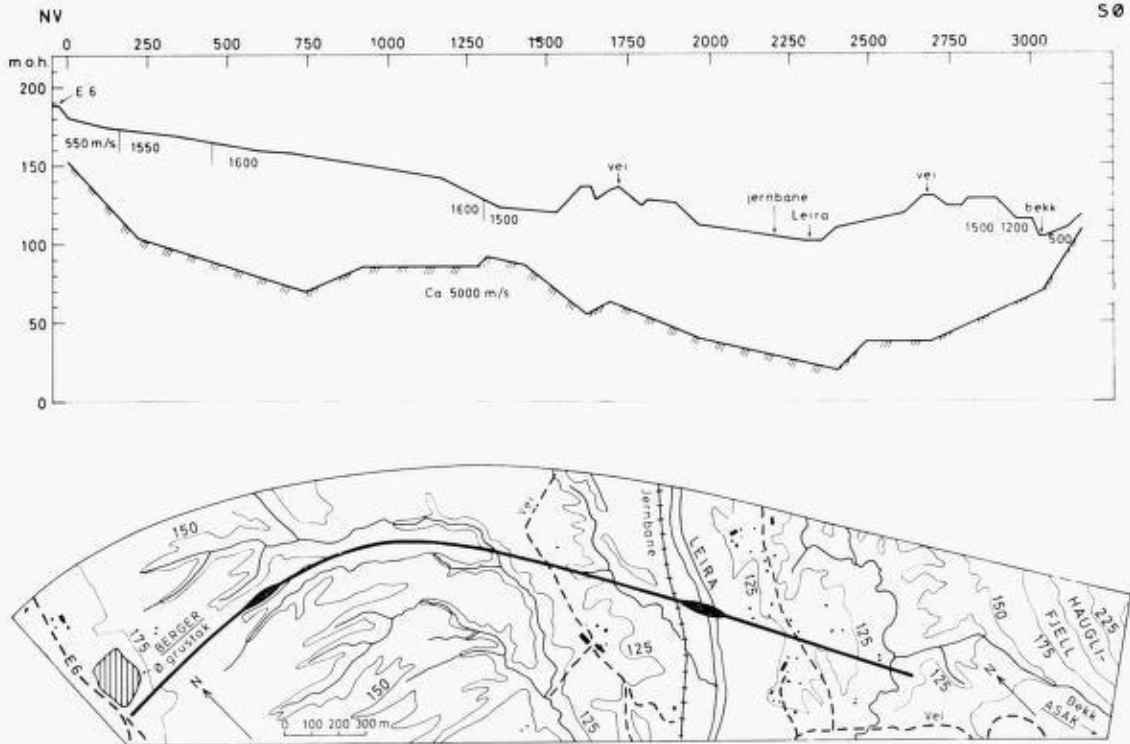


Fig. 75a-b Seismisk profil av bergoverflaten i Leiras dalføre langs linjen på kartet. For den østligste del sammenlign Asak-kartet, Fig. 36. Opptatt av Geofysisk avdeling ved NGU.

Seismic profile across the Leira Valley along the heavy line. For the extreme eastern part cf. map Fig. 36.

fra, er det en stigning av bergoverflatene på 50 m (fra 100 til vel 150 m o.h.) på en horisontalavstand av 250 m, det vil si et forhold 1:5.

I retning vestover er det en stigning på 50-60 m (fra 150 til 210 m høydekurve) på en distanse av over 500 m. Den aller største og den bratteste stigning kommer langt i vest, der man stort sett har en temmelig sterkt skrånende, nå ofte sekundært dekket, bergoverflate ved foten av terrasse-restene. Over de østlige deler av det typiske avsetningsområde har vi en langt mindre stigning og med berghøyder på 150-165 m over betydelige områder, hva bl.a. fremgår av en publikasjon fra Veglaboratoriet (Oppdrag C 112, D, Akershus Fylke, 1966), med delvis grunnlag i seismiske målinger. Selv om der er knauser og fordypninger, kan vi tale om en (berg) plattform mellom den bratte bergsiden under det tykke leirdekke og Heksebergets sydøst-skråning. Det seismiske profil lenger nord, Fig. 53 gir et bilde av bergoverflaten på den kant, og vi finner en meget svak stigning for området utenfor (sydøst for) den tidligere omtalte skråning i profilets nordvestlige del. Ved E 6 ligger berget på ca. 166 m o.h.

Plattformen sydøst for Heksebergfjellet må under en sen del av deglasia-

sjonstiden ha hatt et forholdsvis tynt isdekke som ikke førte til esker-dannelse og dødis-topografi. Materiallastede smeltevannstrømmer som ble ført subglasi-alt oppover, og videre submarint innover, kunne forene seg og legge igjen grus eller sand i vidstrakt lagformige masser. Bildet blir et helt annet enn lenger nord på Romerike: lateral-strokene ved *Dal* har vært preget av en stortilet dødis-smelting. Slike forhold har vi, på svensk side, hatt i *Alsteren-Brattforsbeden-området* i vestre Värmland (Hörner 1927). En parallell har vi her også med hensyn til beliggenheten i forhold til *nåtidens* hoveddreneringsløp, henholdsvis gjennom Vorma og Klarelven.

Et interessant forhold ved berggrunnsprofilen på Fig. 74 er den utpregede dobbelt-karakter. Det spørsmål melder seg om grusavsetningen ved henholdsvis Berger og Asak kan ha sammenheng med hver sin av disse to renner.

STEINTELLINGER OG RUNDETHETSANALYSER FRA ISRANDAV- SETNINGENE VED BERGER OG ASAK, MED EN SAMMENLIGNING AV ANALYSER FRA ØVRE-ROMERIKE

Ved Svein Roar Østmo

I israndavsetningene ved Berger og Asak er det utført henholdsvis 11 stk. og 5 stk. tellinger av steinfraksjonen mellom 2 cm og 6 cm. Steintellingene ble foretatt for å bestemme bergartssammensetningen i løsavsetningene, samt transportretningen og strekningen for materialet. Det ble også foretatt rundethetsanalyser av materialet.

Alle analysene som er omtalt her er foretatt i glasifluvialt materiale. Analysene fra Berger og Asak er fremstilt i kartogrammene (Fig. 76 og 77). I tabell nr. 1 er det satt opp et gjennomsnitt for steintellingene fra Berger, Asak og fra Øvre-Romerike (Østmo 1971).

Steintellinger

Hver analyse er utført på de hundre første, tilfeldig valgte steinene fra et mest mulig konsentrert område. Tallet 100 er valgt fordi det foruten å gi den prosentvise fordelingen, også synes å gi et representativt bilde av bergartsmaterialet i avsetningene. Mangerud (1962, s. 250) og Bergersen (1963, s. 20) har også i sine analyser funnet at 100 stein er tilstrekkelig for hver telling.

Steintellingene er delt inn i fem bergartsgrupper og en samlegruppe (Tabell 1).

1. De permiske bergartene er i særlig grad konsentrert til løsavsetningene langs åssiden i den vestre delen av Romeriksslettene, hvor de også danner berggrunnen. De permiske bergartene som hovedsakelig består av granitter

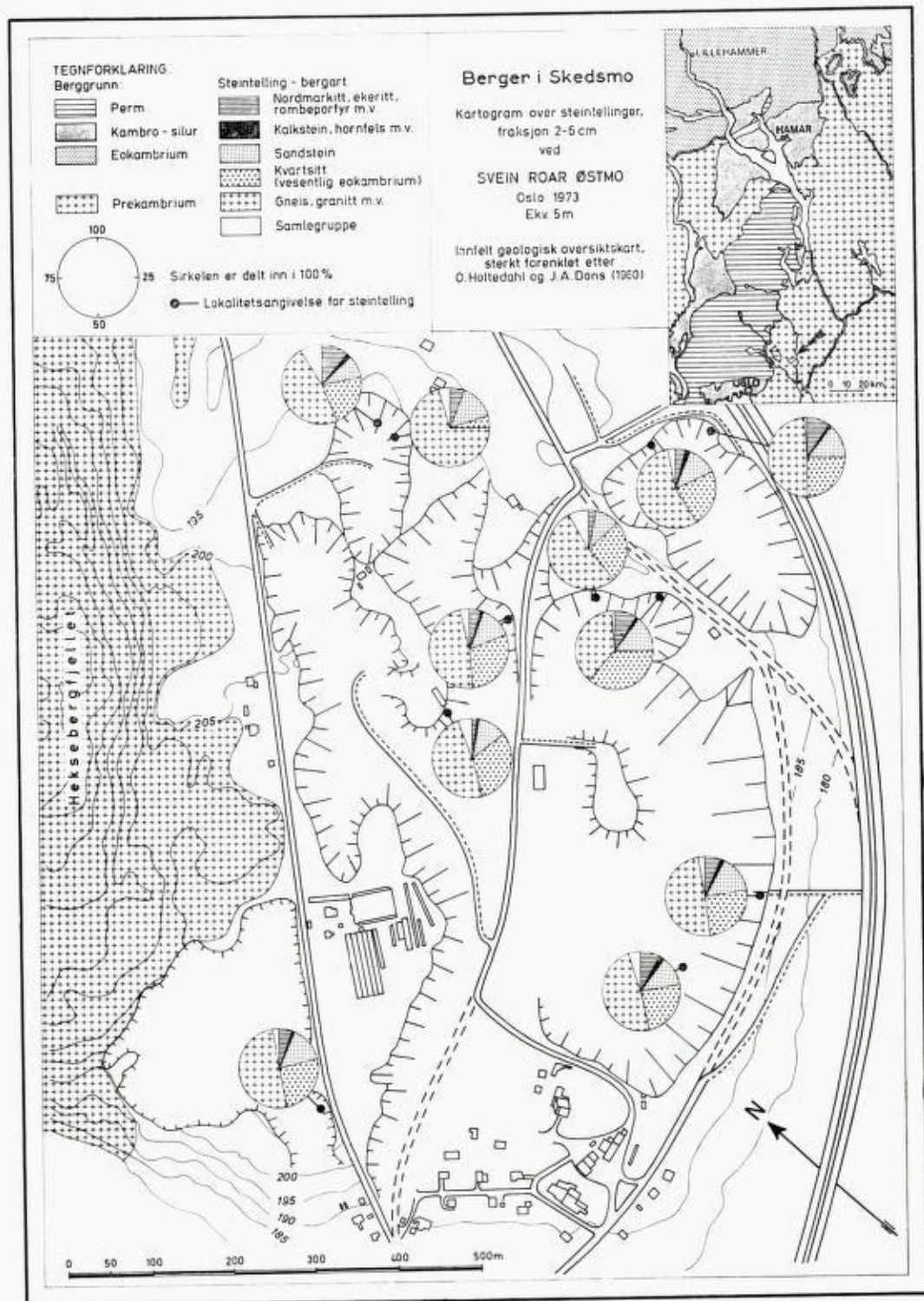


Fig. 76. Kartogram over steintellingar fra Berger i Skedsmo.
Lithology of the Berger deposit, Skedsmo.

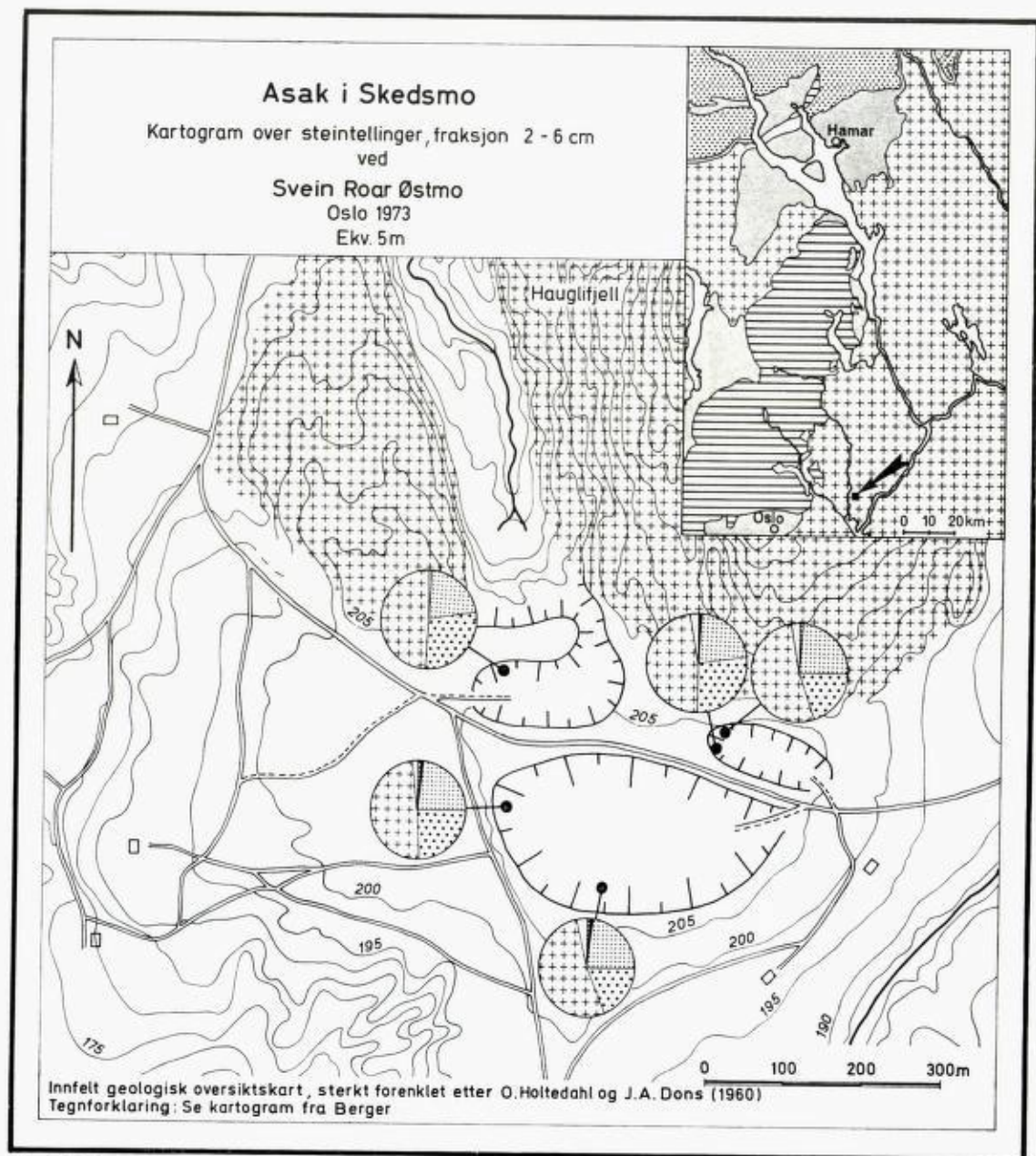


Fig. 77. Kartogram over steintellingene fra Asak i Skedsmo.
Lithology of the Asak deposit, Skedsmo.

og syenitter, samt en del rombeporfyr, utgjør i dette området mellom 70% og 80% av materialet.

I tellingene fra israndavsetningene ved Dal, Hauerseter sydøst for Nordmoen og Asak utgjør de permiske bergartene mindre enn 1% av materialet. Foruten granitter og syenitter er det enkelte spredte sandsteiner og rombe-

Tabell 1. Bergartsinnhold i fraksjon (2-6) cm, uttrykt i % av antall talte stein.
Lithology of the (2-6) cm fraction, given as a percentage of counted fragments.

Bergart	Lokalitet				
	Dal	Hauer- seter*	V-siden av Romerik- slettene**	Asak	Berger
	%	%	%	%	%
Permiske granitter, syenitter og rombeporfyrr o.l.		0,5	72,5	0,8	6,3
Kambrosilurbergarter. Hornfels o.l.	1,7	2,6	0,9	0,6	1,2
Eokambriske sandsteiner	19,3	17,2	7,5	22,4	12,7
Kvartsitter (ves. eokambrium)	28,7	18,8	5,0	24,0	25,2
Prekambriske gneiser, granitter, amfibolitter o.l.	48,0	58,2	12,6	49,8	50,1
Samlegruppe: diabaser, ubestemte bergarter o.l.	2,3	2,7	1,5	2,4	4,5
Sum	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Antall talte stein	300	2200	800	500	1100

* Dette gjelder den delen av Hauerseier-trinnet som ligger SØ for Nordmoen.
This concerns the part of the Hauerseier deposit situated SE of Nordmoen.

** Fra Kopperudmoen (vest for Nordmoen), og deltaflatene ved Østli, Vålaugmoen og Røtterudmoen, hvor henholdsvis elvene Horna, Leira og Rotua renner ned under den marine grense.
From Kopperudmoen (W of Nordmoen) and the outwash deltas at Østli, Vålaugmoen and Røtterudmoen, where the rivers Horna, Leira and Rotua have reached the sea-level at the time of sedimentation.

porfyrer av Brumunddal-typen. I israndavsetningen ved Berger utgjør permiske syenitter og granitter i gjennomsnitt noe over 6% av materialet.

2. De kambro-siluriske bergartene utgjør vanligvis under 2% av materialet i alle tellingene. Bergartene består hovedsakelig av hornfels og kalkstein (med fossiler). Årsaken til at kambro-silurbergartene utgjør en så liten del av tellingene, er bl.a. at disse, så nær som hornfels, slites raskere ned enn de andre bergartene i løsavsetningene.

3. De eokambriske sandsteinene er meget vanlige i løsavsetningene i området. I tellingene fra Dal og Hauerseier utgjør de ca. 15-20%, fra Asak ca. 20-25%, fra Berger ca. 10-15% og fra avsetningene langs vestsiden av Romeriks-slettene ca. 5-10% av materialet.

4. Kvartsitter er også meget vanlige, og i tellingene fra Dal, Hauerseier, Asak og Berger utgjør denne bergarten mellom 20-30%, mens den langs åsiden i vest bare utgjør ca. 5% av materialet. Det er ikke gjort forsøk på å skille mellom de forskjellige kvartsitt-typene, men man må anta at det vesentligste kommer fra eokambrium, selv om en del også skriver seg fra kambrosilur og prekambrium.

5. De prekambriske bergartene utgjør bare 10-15% av materialet langs Romerikssåsene i vest, mens de i de fire andre områdene utgjør 50-60%.

6. I samlegruppen er det plassert ukjente og usikre bergarter. Det kan enten være bergarter som er så sterkt forvitret at de vanskelig lar seg identifisere, eller f.eks. diabaser som ikke kan begrenses til noe bestemt område.

Rundethetsanalyser

Samtidig med bergartsbestemmelsen ble det foretatt en rundethetsanalyse hvor steinmaterialet ble delt inn i fire grupper: godt rundet, rundet, kantrundet og kantet. Metoden er beskrevet hos Bergersen (1963, s. 22).

Et gjennomsnitt av rundhetsanalysene viser at det er stor forskjell mellom permbergartene langs Romerikssåsene i vest og de andre bergartsgruppene i resten av området.

Permbergartene består av ca. 50% av både rundet og kant-rundet materiale, mens innholdet av godt rundet og rundet materiale varierer mellom henholdsvis 20-40% og 50-70% for alle de andre bergartsgruppene.

Transportstrekning

Permbergartene langs Romerikssåsene i vest består av rundet og kantrundet materiale, men lite godt rundet materiale. De lokale avsetningsforholdene langs åssidene i vest viser da også at deltaene her overveiende er bygget opp av stedegent materiale.

De permiske bergartene i løsavsetningene ved Berger er vesentlig bedre rundet og inneholder ca. 20% godt rundet, ca. 65% rundet og ca. 15% kant-rundet steinmateriale. Dette tyder på at det permiske materialet her har hatt en lengre transport.

De eokambriske og kambro-siluriske bergartene må ha hatt en lang transport, og dette materialet er da også bedre rundet enn det permiske materialet. Fra Asak og Berger er det ca. 10 mil i luftlinje til de eokambriske sandsteinenes sydgrense nord for Hamar.

Når det gjelder de prekambriske bergarter, så består disse hovedsakelig av godt rundet og rundet materiale, noe som viser at dette materialet også må ha hatt en lengre transport. En del av de prekambriske bergartene finner man da også igjen i fjellgrunnen langs østsiden av Mjøsa.

Transportretning

Bergartssammensetningen i løsavsetningene ved Dal, Hauer seter-trinnet sydøst for Nordmoen og Asak viser at materialtransporten, som trolig har vært subglasial, må ha kommet fra Mjøs-bassenget. Dersom dette materialet

var kommet ut Hurdalen så måtte løsavsetningene ha et meget sterkere innhold av permiske bergarter. Disse bergartene utgjør en vesentlig del av berggrunnen i åsene vest for Romerike og videre nordover til Skreifjellene som går helt over til vestsiden av Mjøsa. Hauer seter-trinnets oppbygning tyder da også på at tilførselskanalene har kommet fra området ved Dal.

Langs Romeriksåsene i vest viser deltaoppbygningen at materialtransporten har kommet fra høydetrage vestenfor.

Israndavsetningen ved Berger har et innhold av permiske bergarter på ca. 6%. Dersom materialtransporten hadde kommet lateralt langsmed Romeriksåsene, så måtte dette innholdet av permiske bergarter ha vært vesentlig større. Innholdet på ca. 6% permiske bergarter er høyere enn for tellingene fra avsetningene ved Dal, Hauer seter og Asak, men samtidig er 6% for lavt til at hoveddelen av materialtransporten kan ha kommet fra områder med permisk berggrunn.

Innholdet av de andre bergartstypene i avsetningen ved Berger faller meget godt sammen med tellingene fra Dal, Hauer seter og Asak.

Materialtransporten til avsetningen ved Berger må ha kommet ute fra Romeriksfjorden i nordøst, trolig i subglasiale dreneringsløp. Hoveddelen av materialet kommer fra de samme områder som avsetningene ved Dal, Hauer seter og Asak, men under transporten over Romerike har det kommet til noe permisk bergartsmateriale fra vest. Dette tilførselssystem faller også helt sammen med de undersøkelser prof. Høltedahl har gjort av Berger-avsetningen.

Summary

SOME DATA ON THE SOLID GEOLOGY AND MORPHOLOGY OF THE NORTHERN ØYEREN DISTRICT

The first part of the paper contains some new data concerning the Glomma River drainage district, noting especially the importance of the existence of the down-faulted area of Cambrian shale (once covered by younger Paleozoic rocks) at Øyeren. It is evident that the subsided area originally extended further to the NW than previously believed (cf. Fig. 2). Another tectonic feature of importance is the Himdalen valley, formed along a fracture line which no doubt belongs to the Permian Oslo system. In the map of the district east of Øyeren (Fig. 4) we notice the difference in character of this particular valley compared with the more eastern ones, which belong to the type so common in the gneiss regions of southern Norway (and also other parts of Fennoscandia) with a sometimes very complicated pattern developed along less important lines of weakness (joints, etc.). An illustration of such a canyon-like valley is seen in Fig. 9. The erosional importance of weathering, in preglacial and interglacial times, along such lines, was suggested by the writer in a paper of 1910. A vertical zone of montmorillonitic material in the gneiss district described here, is shown in Fig. 10. In this

chapter some notes are also presented on the general geology of a particular area east of Lake Øyeren (cf. also inset map in Fig. 33).

THE MONA¹ DEPOSIT

In my paper of 1924, I gave a short description, with a small map, of this large and in several respects very interesting body of gravel and sand. I pointed to the existence of a narrow but distinct plateau top at about 208 m a.s.l., a feature indicating that during the accumulation of the gravel mass, the sea-level had reached this (relative) height. The general form of Mona would seem to indicate an ice contact on the north side, but very little in the way of large and poorly rounded blocks has been observed here (Fig. 11). The very coarse gravel seen in an N-S section at the northern, proximal, margin (Fig. 12) shows a distinct southerly dip. On the south side of Mona, composed primarily of finer material and open to marine abrasion from the south during the period of land uplift, some large-scale downwash must have taken place. The more north-south orientation of especially the westernmost part of the Mona deposit is probably due to wave-transport.

There can be no doubt that the greater part of the enormous quantities of melt water, which subglacially transported and deposited the imposing gravel-mass, must have passed through the Øyeren depression, and two seismic profiles (Fig. 19) give some idea of the shape of the channel a little to the north of Mona and along the northern base of the ridge. However, we cannot consider the idea of a glacier tongue stretching all the way from Øyeren southwards, since the rock surface, especially to the west, is situated very much lower than the upper part of the Mona deposit. We must assume the presence of an ice-front continuing, at any rate, west of Mona and a thinner ice-sheet withdrawing more gradually here. The lake Lyseren (cf. map Fig. 1) is dammed by glacio-fluvial material.

An interesting stratigraphy has recently been revealed in the extreme SE part of Mona (Figs. 16-17). Near a small, exposed, bedrock surface, but resting on massive clay, there is a zone of mostly very light-coloured sand. This sand has been covered by a layer of dark, sandy clay which at this locality has been split up into more or less deformed fragments, above which comes glacio-fluvial gravel belonging to the Mona ridge and evidently moved by a slide. The conditions of sedimentation must have changed considerably before the deposition of the gravel (and ordinary sand) took place.

THE STEINSRUD - TUNNERUDMOEN DEPOSIT

The gravel and sand deposits of this district might at first sight be thought to represent lateral marginal accumulations of an Øyeren glacier, but more

¹ The name is an old local one, referring to a ridge-like form of the hill («manes» in English).

detailed investigations show that this material must have been transported from the north, probably in subglacial tunnels following narrow depressions in the mountainous area which separates the old Øyeren fjord from the broad Blaker-Aurskog depression to the north (Figs. 1 and 4.). In the area, shown on the map of Fig. 23, there have been two main paths of transport: 1. an eastern one, following the Mjøsjo-Torsken depression, with coarseness of the material decreasing southwestwards (south of the Breimosen marsh); and 2: a western one along the Høymyrene marshes where the adjoining ground to the south is composed of water-transported material of extreme coarseness (Fig. 26). Of further interest, in the NW and to the north of 'Skole' on the map, are the remains of an esker deposit (Fig. 25), which represents a less important drainage course.

As seen from the map, there has been a filling-up of the former Øyeren fjord area to a level of about 205-210 m a.s.l. Except for the northern central areas, however, where gravel and sand laid down from the north may have a considerable thickness, the greater part of the superficial deposits of the map area consists of clay washed out from the melting Øyeren-Romerike glacier in an earlier period. Fig. 31 shows the very considerable thickness of this clay; west and east of the map area there is nothing else but clay.

THE LYSTADMOEN DEPOSIT

Material has here been transported through a narrow NNE-SSW depression in the Precambrian rocks (gneiss and amphibolite), which have a corresponding strike trend (Fig. 33). Where the depression broadens to the south we have proximal, coarse, irregularly bedded gravel (Fig. 34) overlying, with a slight unconformity, well-bedded sand. Especially to the SW (Fig. 35) large amounts of sand and also silty layers have been deposited on the Glomma valley slopes. This sand rests upon massive clay. It is believed that the melt water originated in the previously mentioned Blaker-Aurskog depression to the north-east, where in one district, at Armoen, kettles in gravel and sand provide evidence of melting dead-ice.

The fact that the water has found its way to the depression at Lystadmoen may have some connection with a general NNE-SSW relief structure in the adjoining subsurface solid rock, expressed *inter alia* by a corresponding direction of the Glomma River north of the sharp bend at Bingsfoss (Fig. 1). In the narrow passage itself (north of the main gravel pits) some shallow exposures show loose sand with scattered, sometimes very big blocks, a material which may primarily have been of a supra- and englacial origin.

THE ASAKMOEN DEPOSIT

Also in this deposit, the glacio-fluvial material has been transported through a relatively narrow depression, parallel to the strike direction of the Precambrian rocks, and situated in the peripheral western part of an extensive mountainous area. The accumulation of glacio-fluvial material however is much thicker than at Lystadmoen, and due to a relatively higher (hidden) bedrock level in the western part of the main area of deposition, the distal part of the material has been transported further to the east. (Fig. 36). The most interesting section of the Asakmoen deposit, however, is the northernmost part, which is illustrated in Figs. 37-41. Along the northern slope, rising above the clay bottom of the small narrow valley, horizontally bedded light-coloured sand is seen on both sides to have been cut by gravels with, especially on the west side, a laterally dipping contact. The impression is gained that the two sets of gravel unite upwards and thus form a cover above the sand. Also, on the much broader southern slope of the northern terrace remains, we notice a sharp boundary above the sand, the uppermost part of which shows a distinct folding. The character of the overlying deposits is variable (cf. Figs. 40 and 41). Large, sometimes more or less angular blocks occur, at or near the surface.

The writer suggests that gravel-loaded melt water from deeper levels to the north, has, subglacially, found its way upwards along the margins of the NNW-SSE depression, presumably in connection with an ice advance.

THE BERGER DEPOSIT

This large glacio-fluvial accumulation of gravel and sand occurs along the southeastern margin of Mt. Hekseberget. About 3 km northwest of Asakmoen on the west side of the valley (Fig. 75), in which the river Leira 'the clay river' flows southwards towards lake Øyeren. In my 1924 paper I characterized the Berger deposit as a fine example of a lateral marginal delta. In more recent years, after paying occasional brief visits to Berger, I pointed out (1960, p. 377-378) that various structural features made it difficult to assign a deltaic origin to the whole terrace. It was evident that we also have here accumulations of a more complex character, possibly including subglacial deposits.

Since 1965 I have spent some time every year at Berger. During the recent seasons 1971-1972 I was physically unable to pursue active fieldwork, but cand. real. S.R. Østmo, geologist of the hydrogeological department of the Norwegian Geological Survey, continued the work, including a study of the stone material of the gravel, and took a large number of interesting photographs.

The data given below refer especially to the northern and northeastern parts of the area, which contain the proximal parts of the deposit, and we

start from the north. Because of the presence of a cover of marine clay (or silt) up to fairly high levels, very little of any marked primary glacial morphology can be seen here. In the case of the northeastward projecting area of elevated ground, where 'Nordre grustak' (Northern gravel pit) is marked on the map (Fig. 46), the idea of a 'feeding esker' seemed to be the most probable one, but recent excavations have exposed several, partly quite high, rocky slopes on the NW side (Figs. 49-51). Here currents of melt water have passed and deposited horizontal layers of coarse gravel (below), as well as finer gravel and sand. A marked slope in a seismic profile of the solid rock surface further north (Fig. 53) is of interest in this connection, as is also a prominent SW-NE-striking rock face on the east side of the E6 road with a brook at its base and clay to the southeast.

The fine delta structure (Fig. 52) with SE dip and coarse gravel in the proximal and lower part may indicate a deflection of the direction of the currents. On following the sediments seen to the right of Fig. 52 southwards, we come to an area where the characteristic type of material is a light-coloured and extremely well-bedded deposit made up of alternating fine sand and silt material. The recent construction of a new road SW-NE through the gravel pit district has given us a good deal of new data concerning the stratigraphy and structure of the superficial deposits (Figs. 54-58). Fig. 56 in particular provides evidence of tectonic pressure, probably due to movements in adjacent ice bodies. The gravel masses of Figs. 56-57 probably correspond to the compact, practically undisturbed gravel zone seen in the steep wall of Fig. 54.

In the uppermost part of the terrace, to the extreme right in Fig. 55, the light-coloured sand is covered by a mostly coarse gravel formation, which represents a very interesting and distinctly younger phase in the history of the Berger deposits. Its character and relations to the older deposits can best be studied on the west and north sides of the *Eastern gravel pit* 'Østre grustak'. The photograph Fig. 60, taken in 1965, shows a very striking unconformity between the horizontal sand beds and the strongly inclined base of the mass of well-rounded boulders. Some years later a corresponding unconformity could be observed somewhat farther to the north, and more recently some very interesting photographs of the north wall were taken by Østmo, in July and then in October 1971, after a considerable thickness of the covering silt and clay had been removed. In both photographs we notice tectonic disturbances (Figs. 64-65 with explanations).

The complicated features encountered in the northern part of the Eastern gravel pit can be explained on the assumption that we are here dealing with marginal glacio-fluvial deposits transported from lower to higher levels. Certain secondary features have been caused by the melting of glacier ice. Concerning the first point it is of great interest that the glaciologist Olav Lie-stol of the Norwegian Polar Institute has reported to the writer that lateral subglacial and submarine transport of coarse glacio-fluvial material from deeper levels upwards is responsible for the formation of gravel flats at or near

the northeast coast of Van Keulen Bay in southern West Spitsbergen; these gravel flats were formed during the comparatively recent retreat of the front of the large Nathorst Glacier (Fig. 68).

That there have been two separate major periods of glacio-fluvial transport involved in the build-up of the Berger terrace is indicated by the existence in the southwestern part of the Berger area of a zone of silt and clay between two gravel/sand formations, the lower one of which includes material from the more northerly districts mentioned earlier (Figs. 69–70).

A seismic profile of the bedrock floor of the valley SE of the Berger terrace (Fig. 75) shows a very steep slope just east of the southern part of the Eastern gravel pit, while the rock surface below the terrace, though uneven in detail, is relatively flat.

ETTERORD

I arbeidet med denne avhandlingen har jeg fått hjelp og bistand fra en rekke institusjoner og enkeltpersoner, og jeg vil herved få uttale min beste takk for denne hjelp.

NGU har gitt økonomisk støtte til en del av arbeidet. Geofysisk avd., NGU har under ledelse av geofysiker G. Hillestad utarbeidet flere seismiske profiler. Veglaboratoriet i Oslo har gitt opplysninger om jordboringer og også noen seismiske data. Konsulentfirmaet Geoteam har stilt til disposisjon seismisk materiale fra sydskråningen av Monaryggen. Topografisk kartmateriale har jeg fått fra NGO og kommunene Eidsberg, Fet og Skedsmo.

Spesiell faglig geologisk bistand har jeg fått bl.a. av professor I. Oftedal, dosent P. Jørgensen, skogforsøksleder O. Gjems, universitetslektor K. Henningsmoen og dr. philos. R. W. Feyling-Hanssen.

Gårdbruker H. Henningsmoen har avmerket på flybilder bergknauser i det overdekte terrenget nordvest for Monaryggen, mens gårdbruker A. Langebrekke har samlet skjell i sitt grustak i den sydøstre delen av ryggen. Ved flere av de undersøkte grustak har jeg fra personer tilknyttet bedriften fått opplysninger av interesse eller annen bistand (f.eks. anvendelse av gravemaskin).

Dannelsesmåten for den komplisert oppbygde Berger-forekomsten har jeg diskutert med forskjellige nordiske kvartær-geologer, skriftlig med de svenske forskerne, byråsjef J. Lundqvist, SGU og dosent Å. Hillefors, Göteborg. Interessante nye data fra et fjordområde på Spitsbergen har jeg fått av glasiolog O. Liestøl, Norsk Polarinstitut (foreligger nå i trykk).

En spesiell takk må jeg få rette til statsgeolog S.R. Østmo, NGU som, da jeg sommeren 1970 begynte å få helsemessige vanskeligheter, trådte hjelpende til med innsamling av data i Bergerområdet. Han har tatt flere av fotografiene som er benyttet, og han har også på annen måte bistått med å få avhandlingen trykkeferdig. Østmo har foretatt en rekke stein-tellinger i Berger og Asak-områdene, og resultatene inngår som et eget avsnitt i den foreliggende avhandlingen.

Tegning av kart, profiler m.v. er utført av fru K. Gran, Oslo Univ. og fru Eli Bjørneby, NGU. Fotoarbeidet har vært tatt hånd om av avdelingssjef O. Brynhildsrud, Oslo Univ., som også har tatt en del fotografier i marken. Den redaksjonelle gjennomgåelsen av avhandlingens tekst og illustrasjoner er gjort av statsgeolog A. Reite, NGU. Min fetter, Reidar Høltedahl, har vært min ledsager og sjåfør på en lang rekke av turene.

LITTERATUR

- Bergersen, O.F., 1963: Løsmateriale og isavsmelting i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. *Norges geol. Unders.* 228, 12-83.
- Bjørlykke, K.O. 1913: Norges Kvartærgeologi. *Norges geol. Unders.* 65, 269 s.
- Bjørlykke, K.O. 1916: Jordbunden paa Romerike. - *Jordbundsbeskrivelse 14. Det Kgl. Selskab for Norges vel.* 112 s.
- Eriksson, K.G., 1960: Studier över Stockholmsåsen vid Halmjön. *Geol. Fören. Stockholm Förb.* 82, 44-125.
- Gleditsch, Chr. C., 1955: Geologiske forhold i Rælingen. *Trekk av bygdehistorien for Rælingen.* 32-54.
- Hamre, A.G., 1945: Bidrag til Nedre Romerikes kvartærgeologi. Hovedfagsoppgave. Geogr. inst., Univ. i Oslo. Upubl.
- Holmsen, G., 1951: Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. *Norges geol. Unders.* 176, 62 s.
- Holmsen, G., 1954: Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. *Norges geol. Unders.* 187, 58 s.
- Holmsen, G., 1965: Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge. Del I - *Norges geol. Unders.* 233, 160 s.
- Holmsen, G., 1971: Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge. Del II - *Norges geol. Unders.* 271, 112 s.
- Holtedahl, O., 1907: Alunskiferfeltet ved Øieren. *Norges geol. Unders.* 45, 1-17.
- Holtedahl, O., 1910: Om det faste fjelds overflateformer i traktene østenfor Kristiania. *Det norske Geografiske Selskabs aarboek* 21, 5-22.
- Holtedahl, O., 1916: En forekomst av kambrisk basalkonglomerat paa vestsiden av Øieren. *Norsk geol. Tidsskr.* 3, 59-64.
- Holtedahl, O., 1924: Studier over isrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer. *Vidensk. Skr. I. Mat. - naturv. Kl.* 14, 110 s.
- Holtedahl, O., 1942: Geologi. I Børke, O (red.) *Sorum Herred*, 35-54.
- Holtedahl, O., 1953: Norges Geologi. *Norges geol. Unders.* 164, 1118 s.
- Holtedahl, O., 1960: Marine deposits of the Oslofjord - Romerike district. I Holtedahl, O. (red.) *Geology of Norway. Norges geol. Under.* 208, 374-389.
- Holtedahl, O., 1966: Av Glomma-Vassdragets geologiske historie. - *Geol. Fören. Stockholm Förb.* 87, 573-574.
- Holtedahl, O. & Dons, J.A., 1960: Geologisk kart over Norge. I Holtedahl, O. (red.) *Geology of Norway. Norges geol. Unders.* 208.
- Hougen, B., 1942: Sorum i Oldtiden. I Børke, O. (red.) *Sorum Herred*, 55-76.
- Hörner, N.G., 1927: Brattforsheden. Ett värmlandskt randdeltakomplex och dess dyner. *Sveriges geol. unders. ser. C.* 342.
- Keilhau, B.M., 1838: Undersøgelser om hvorvidt i Norge, saaledes som i Sverrig, findes Tegn til en Fremstigning af Landjorden i den nyere og nyeste geologiske Tid. - *Nyt Mag. for Naturv.* 1, 105-255.
- Kjerulf, Th., 1879: *Udsigt over det sydlige Norges geologi.*
- Liestøl, O., 1973: Eskerdannelse foran Nathorstbreen i van Keulenfjorden på Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt, Årbok* 1971, 122-124.
- Mangerud, J., 1962: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. *Norges geol. Unders.* 223, 223-274.
- Marthinussen, M., 1953: Kart over marine grenser i strok av det sydøstlige Norge. I Holtedahl, O., *Norges geologi, Norges geol. Unders.* 164, Pl. 19.
- Oxaal, J., 1916: Norsk granit. *Norges geol. Unders.* 76, 220 s.
- von Post, L., 1942: Ett tvärsnitt genom Stockholmsåsen. *Svensk Geografisk Årsbok* 18, 64-77.
- Rekstad, J., 1921: Eidsberg. *Norges geol. Unders.* 88, 1-76.
- Rekstad, J., 1922: Kvartære avleiringer i Østfold. *Norges geol. Unders.* 91, 25 s.
- Skjærnaa, L., 1972: The discovery of a regional crush belt in the Ørje area, Southeast Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 52, 459-461.
- Østmo, S.R., 1971: Steintellinger og rundethetsanalyser i løsavsetningene på Øvre Romerike (En forelopig meddelelse). I G. Holmsen: Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge. Del II. *Norges geol. Unders.* 271, 19-22.