28128

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 198

RØROS

BESKRIVELSE TIL KVARTÆRGEOLOGISK LANDGENERALKART

AV

GUNNAR HOLMSEN

MED GEOLOGISK KART, 2 TEKSTFIGURER,
4 PLANSJER OG ENGLISH SUMMARY

OSLO 1956

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

Innholdsfortegnelse

Side

Innledning 5
Medarbeidernes arbeidsområde 7
Berggrunnen 9
Bergunderlagets betydning for planteveksten 10
Innlandsisens bevegelsesretning og dens smeltning 12
Skuringsstripenes og blokktransportens retning 12
De bredemte sjøers strandlinjer og utløp 14
Havavleiringer 19
Dalenes breelvavsetningers- og ablasjonsmoreners region 19
Dalene nord for hovedvannskillet 20
Dalene syd for hovedvannskillet 21
Sidedalene fra nordvest 26
Sidedalene fra sydøst 29
Daler i Femundsbassenget 30
Dødismorener som sprekkefyllinger 30
Fjellviddenes og breskillets dødisspors region 33
Torvjord over bregrus 36
Det sparsomme bregrusdekkes region 38
Det frostsprengte høyfjells region 41
Anvendt litteratur 43
Geologiske kart 44
Summary 45

Innledning.

Det foreliggende kvartærgeologiske landgeneralkart Røros, hvori også inngår landgeneralkart Vonsjø, er for en stor del tegnet på grunnlag av de trykte geologiske rektangelkarter Aursunden, Foldal, Tynset, Nordre Femund, Øvre Rendal og Søndre Femund. For rektangelkartene Kviknes, Røros's og Sølnklettens vedkommende foreligger manuskriptkarter over de løse avleiringers art og utbredelse, men da berggrunnskartleggingen ennå mangler er de geologiske karter ikke trykt.

Fremstillingen av de løse avleiringer således som den er utført på rektangelbladene er omtegnet til det kvartærgeologiske landgeneralkarts bruk etter at noen supplerende iakttagelser i marken er gjort. Rektanglene nordligst innen landgeneralkartet, Rennebu, Haltdalen og Stuesjø, er rekognosert på vanlig måte med det formål å tegne det kvartærgeologiske oversiktskart. De alminnelige forutsetninger for hva denne kartlegging tilsikter er omtalt i teksten til blad Oslo, NGU nr. 176 hvortil henvises.

De områder, hvor de forskjellige kartleggere har arbeidet er fremstilt på fig. 1.

Forfatteren har på grunnlag av tidligere geologiske arbeider et inngående kjennskap til det meste av landgeneralkart Røros's område. Den beste kjenner av de kvartærgeologiske detaljer tør dog være landbrukskandidat, senere bestyrer av Tynset Folkehøgskule, Ivar A. Streitlien, som i 16 sommere har utført kartlegging av løse avleiringer innen området som NGU's medarbeider. Han reiste i 20-årene som statsgeolog Marlows assistent innen rektangelkartet Foldal og har skrevet teksten til kartbeskrivelsens avsnitt om de løse avleiringer i NGU nr. 145. I 5 sommere, 1931—1935 arbeidet han

med kartet over de løse avleiringer på rektangelbladet Røros, hvorav noen uker sommeren 1933 også på blad Aursund. I 6 sommere, 1936, 1937, 1938, 1939, 1941 og 1942 arbeidet han på Kviknebladet, en tid i 1938 også på Tynsetbladet, i 1943 på Ytre Rendal og i 1944 på Sølnkletten. Fra hver sommerreise har han levert fyldige dagboksopptegnelser over sine iakttagelser. Dagbøkene oppbevares i NGU.

Forfatteren har selv tegnet kartet over de løse avleiringer på bladene Nordre og Søndre Femund i årene 1926, 1931—1935, og på Tynset assistert av Streitlien og Per Holmsen 1936—1939, på Øvre Rendal 1942—1944 assistert av Per Holmsen og på Sølnkletten med Streitlien som medarbeider somrene 1944 og 1946. Rennebu er tegnet av forfatteren i 1947 med et litet supplement av lektor Århus. Det område av landgeneralkartet hvor rektanglene Haltdalen og Stuesjø ligger er tegnet av forfatteren og konservator Rosendahl i fellesskap i årene 1946, 1947 og 1949. Også på disse blad har lektor Århus utført noen supplerende undersøkelser.

På fig. 2 er fremstillet et oversiktskart over *berggrunnen* og skuringsstripene. Der henvises for øvrig til de berggrunnskarter som er nevnt i litteraturfortegnelsen.

Over områdets sydøstlige del er sparagmittformasjonen, hvorigjennom stikker opp noen grunnfjellsområder, utbredt.

Sparagmitt er en sandsten oppbygget for en stor del av feltspattkorn. Formasjonen har fått navn etter denne bergart. På grunn av omvandling er sandstensstrukturen ofte utvisket, og bergarten er blitt presset så den har fått et kvartsittisk utseende. Den kvartsittiske sparagmitt har stor utbredelse innen landgeneralkart Røros's område. Lag av finkorning, sterkt presset kvartsittisk bergart veksler med grovkornige, mindre omvandlete tykke sparagmittbenker. Planskifrig bergart, som springer opp i tynne skiver forekommer. Dessuten inneholder sparagmittformasjonen konglomeratlag og mer sjeldent kalklag. Sparagmittens kjemiske sammensetning er omtrent som en granitts. Da den forvitrer sent gir den en næringsfattig jordbunn, som de i underordnet mengde forekommende kalkholdige skifre kun lokalt kan forbedre.

Langs sparagmittformasjonens grense mot Trondhjemsfeltet opptrer øyegneis.

Sparagmittformasjonen er for den største dels vedkommende skjøvet til sitt nåværende leiested ved horisontale forrykninger, over-

Fig. 1. Medarbeidernes arbeidsområde.

skyvninger. Kun den nederste lagserie ligger på sin opprinnelige plass og har forvitringsmateriale og konglomerater med knoller fra det underliggende grunnfjell. Denne primære lagserie har ingen stor tykkelse, og den avsluttes oventil med kambriske skifre og noen steder med ordovicisk orthocerkalk. Dette tyder på at det bare er de yngste ledd av sparagmittformasjonen, som er blitt liggende der, hvor de opprinnelig ble avsatt (P. Holmsen 1943) i denne del av landet.

Den sekundære serie av sparagmittformasjonen har stor tykkelse. Her kan den ene skjøvne lagrekke ligge oppå den annen. Den samlede tykkelse av sparagmittformasjonen anslåes i Brydalen til å utgjøre

1500 m (Schetelig 1915). Hovedmassen av den overskjøvne sparagmitt er en lys, sterkt presset bergart, som for det meste har et tydelig spalteplan så den sprekker opp i plater (Oftedahl 1943). Foruten hovedspalteplanet viser sparagmittten ofte ett eller to andre spalteplan så den gir skarpkantete blokker. Stort sett tiltar deformasjonen fra øst mot vest (Oftedahl 1952).

Gjennomsettende eruptiver forekommer ikke i sparagmittformasjonen.

Grunnfjellet dukker opp av sparagmittformasjonen i øyformete partier langs dens nordvestlige grense, og fortsetter i Vigelens og Skardørsfjellenes mer sammenhengende områder. Mest er det av en grovkornig til middelskornig granitt bestående av opaliserende blå kvarts, rødlig alkalifeltspatt og grønne aggregater av sericitt oppstått ved omvandling av den opprinnelige plagioklas (P. Holmsen 1950). Brydalsgranitten er en vakker rød, halvporfyrisk mikroklingranitt, som på enkelte steder har inneslutninger av eldre grønnsten. Grunnfjellsbergsartene nær Femunden, i Kvernvikhøgda på vestsiden og i Båthusberget på østsiden, er overskjøvne partier, dels av granittisk og noe porfyrisk opprinnelse, dels amfibolittisk og der fins også skifrig gneis. (G. Holmsen 1935.)

Nordvest for sparagmittformasjonen ligger Trondhjemsfeltets omvandlede kambro-siluriske sedimentbergarter, fyllitter, kvartsglimmerskifre, og nær sparagmittgrensen i Brydalen og i Nørendalen forekommer store masser av hornblendeskifre (P. Holmsen 1943). I alminnelighet er disse hornblendeskifre mørke, sterkt presset og har intet igjen av opprinnelige eruptive kjennetegn, men i Nørendalen forekommer også upressete hornblendebergarter til dels som grovkornige saussurittgabbroer.

Tronfjellets gabbromassiv ligger i glimmerskifre og hornblendeskifre, som faller inn under gabbroen. Basiske differensiasjoner av olivinsten finnes spredt over vestsiden, nordsiden og østsiden av fjellet.

Hornblendeskifrene ansees for å ha deltatt i de store overskyvninger. Sikre eruptive dagbergarter er ikke iakttatt, men ganske tynne benker av finkornige grønstensbergarter har et utseende, som tyder på at de kan være trengt inn mellom de sedimentære lag ikke meget langt fra overflaten.

Gabbrobergartene innen kartområdet er som oftest sterkt omvandlet, særlig langs grensen mot skifrene. Til Rørostraktens gabbroer er det at kobberkisforekomstene er knyttet.

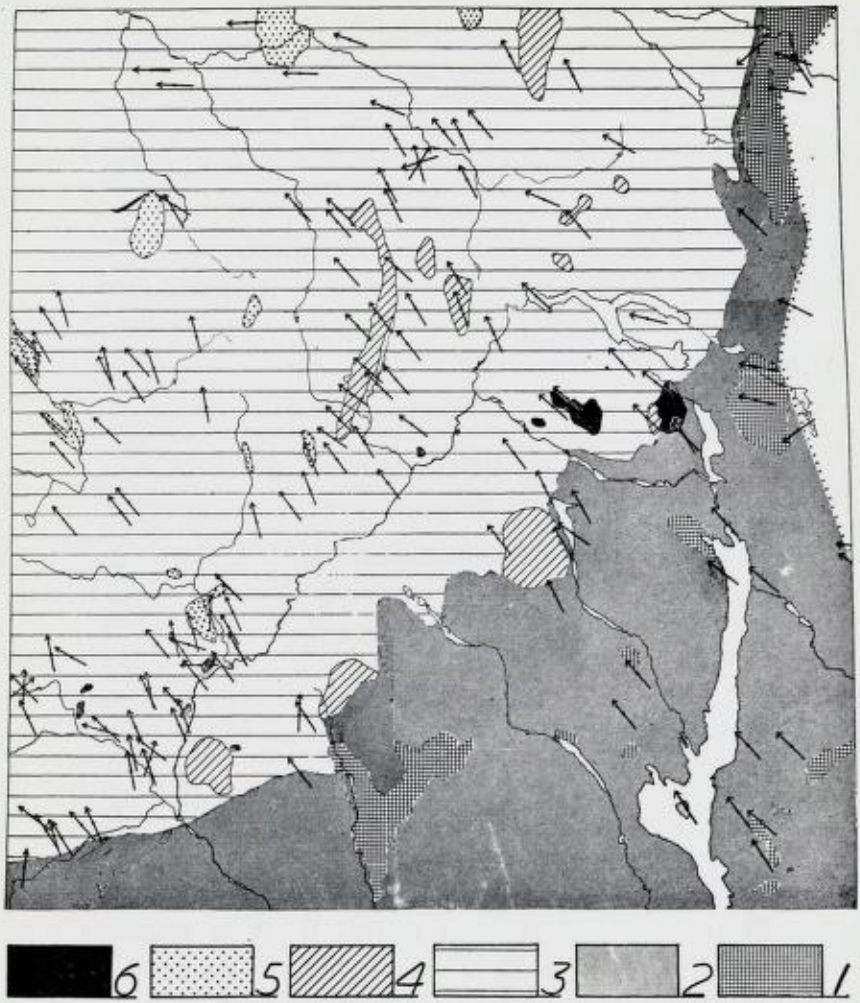

Fig. Oversiktskart over berggrunn og skuringsstriper.

6. Serpentinkuppe. *(Serpentinite bodies.).*
5. Trondhjemitt. *(Trondhjemite.)*
4. Tronfjells gabbro. Hornblendeskifre i Trondhjemsfeltet.
   Gabbros of Tronfjell. Amphibolites in the Trondhjem Region.)
3. Trondhjemsfeltets krystallinske skifre, kvartsglimmerskifer, fyllitter m. m. Grønnstener.
   (Altered Cambro-Silurian sediments of the Trondhjem Region, quartz-mica schists, phyllites etc. Greenstones.)
2. Sparagmittformasjonen. *(The Sparagmite group, Eo-Cambrian.)*
1. Grunnfjell, som stikker opp gjennom sparagmittformasjonen.
   (Archean rocks, domed basement of the Sparagmite group.)

Olivinbergarter, peridotitter, har stor utbredelse øst for Røros i Rauhåmmårens og Feragens felter. De fører mange steder kromjernsten, som fra lang tid tilbake har vært utvunnet. Små kupper av peridotitter forekommer også i Tynsettrakten.

Trondhjemitt er en eruptivbergart med et betydelig innhold av kalifeltspatt. Den er kornig som en granitt og utnyttes til bygningssten og gravstøtter under navn av «hvit granitt».

Flere av de her nevnte bergarter har et egenartet utseende, og de, som dertil har liten utbredelse, leverer gode «ledeblokker» til bestemmelse av innlandsisens bevegelsesretning.

Bergunderlagets betydning for planteveksten.

Hovedmassen av sparagmittformasjonens lag forvitrer sent og gir en blokkrik morene. Jordbunnen blir tørr og sandholdig, og plantenæringen mager. Chr. Oftedahl har offentliggjort (1943) en rekke kjemiske analyser av sparagmittiske bergarter. De forskjellige varieteter av sparagmitt er svært like i kjemisk henseende med et SiO_2-innhold omkring 87 %. De rådende mineraler er kvarts og feltspatt, herav betydelig mer kalifeltspatt enn natronfeltspatt. — Der forekommer kun sjelden kalkholdige lag, som kan gi opprinnelse til et mer næringsrikt jordsmon for plantene.

Grunnfjellsbergartene leverer ved sin forvitring også sandholdig, blokkrik morene. Den mest utbredte grunnfjellsbergart er en grovkorning eller middels kornig granitt. De fleste steder gir denne bergart en mager jordbunn. En unntagelse er en granitt i Øversjødalen (P. Holmsen 1950), hvori kalkspatt opptrer som et omvandlingsprodukt av den opprinnelige plagioklas. Denne bergarts forvitringsgrus mangler således ikke kalk, hva de andre bergarter i trakten alminneligvis gjør.

Eruptivene innen Trondhjemsfeltet forvitrer sent og gir et magert jordsmonn. Særlig vegetasjonsfattige er serpentinkuppene. Skifrene i Trondheimsfeltet kan derimot gi en utmerket god jordbunn. De er ofte kalkrike, smuldrer lett, og det jordsmonn de leverer holder godt på fuktigheten.

Botanikerne har lenge vært klar over at vegetasjonen i høyfjellet er artsrikere på underlag av fyllitt enn på sparagmitt- eller

grunnfjeldsunderlag. Mange iakttagelser herover fins i de i litteraturlisten oppførte avhandlinger av Hanna Resvoll-Holmsen, hvorav hitsettes:

«Fjellskogen vokser oftest på en undergrunn av morene. Dennes godhet som jordbunn for skogen er dog i regelen temmelig sterkt avhengig av det geologiske underlag. Der er i denne henseende stor forskjell på undergrunnen innen fyllittformasjonen og innen sparagmittformasjonen. Den siste gir ved sin forvitring opprinnelse til et skarpt grus. Forvitringsmåten og forvitringsgraden kommer i betraktning. Skogjorden må være finkornig skal næringsemnene være lett tilgjengelige. På finkornigheten beror også jordens absolutte vannkapasitet, den mengde vann, som fastholdes av jorden etter at overskuddet har trengt ned i undergrunnen.

På næringsrikdommen beror i første rekke humusdannelsens art. En næringsrik og finkornig jord med nok av frisk fuktighet, vil ved tilstrekkelig varme gi opprinnelse til en frodig bunnvegetasjon bestående av tynnbladede urter og gres, der lett går i forrådnelse og danner den form for humus som kalles mull. På den næringsrike friske jord dør de overjordiske deler av bunnvegetasjonens arter hvert år og gir rikelig bidrag til mulljordens forøkelse. På den næringsfattige jord er dette ikke tilfellet. Her vokser planter, som ikke kaster av hele sin gamle drakt om høsten, men bare enkelte skuddeler.

Nær grensen mellom bergartformasjoner som gir forskjell i jordsmonn iakttas også forskjell i plantedekkets art. Dette skyldes dels forandringer fra den ene til den andre bergart i kalkinnhold, og dels forandring i forvitring. Det er imidlertid ikke bare bregrusets kjemiske og mekaniske sammensetning, som betinger vegetasjonens art. Rikelig nedbør begunstiger en rikelig opptreden av gress og urter.

Forvitringsmaterialet av en bestemt formasjons berggrunn inngår i den bunnmorene som hviler på den. Ved formasjonsgrensene kan det dog forekomme, at bunnmorenens materiale i sin helhet synes å være dittransportert fra naboformasjonen.

På sparagmittraktenes magre jord må de herskende planter være økonomiske skal de kunne eksistere. Her rår dvergbusker, laver og moser. På fyllittformasjonens bedre jord har de herskende planter mer stoff å ta av. Her er gressenes og urtenes hjem. Hvor formasjonsgrensen går mellom Feragsjøen og Aursunden er over-

gangen sterkt i øynefallende. Har en ferdes i traktene sønnenfor denne grense, omkring de store østlige sjøer og om Sølen, har en på tørr mark i fjellene sett laven råde mil etter mil med innblandete dvergbusker, især av krekling og røslyng og på noe friskere steder av blåbær. Det er det naturlige plantedekke hvor der ikke er for meget sten. På våt bunn hersker torvmosen, enten med innblandet lyng eller med nøysomme gress i få arter. Nær kilder, hvor vannet er noe rikere på næring enn ellers, kan vegetasjonen være yppigere, men den har i regelen en ganske liten utstrekning.

Kommer en så nord for sparagmittgrensen til liene langs Aursunden ser en bredbladete gress og storbladete urter råde grunnen på den friske og fuktige bunn. Laven, mosen og dvergbusken er underordnet og forekommer bare på steder hvor hårdere bergarter danner underlaget, eller hvor bunnen er tørr og utsatt for vind. En kan sjelden finne birkelier på Østlandet med en bedre jordbunn enn ved Aursunden. En medvirkende årsak til den store rikdom på gress og urter er løvfallet i disse vidstrakte lier, hvor fjellbirken er omtrent enehersker. Men den viktigste årsak er undergrunnens beskaffenhet. Dette sees lettest av myrene, som er av en ganske annen type enn i sparagmittrakten sønnenfor. På våt mark er torvmosen der den sikre innflytter, og lyngrike og gressrike mosemyrer er de herskende former for myr. I fyllittrakten nordenfor derimot er rene gressmyrer med brunmoser i bunnen alminnelige, og torvmosen forekommer enten bare i tuer ovenpå gressmyrene, eller den danner egne myrer på elveavsetninger av næringsfattig grus.

Nedbøriakttagelser viser, at det ikke er sommernedbørens hyppighet eller mengde, som er avgjørende for den rikere gressvekst i Aursundstrakten enn i området sønnenfor. Det er utelukkende berggrunnen, som frembringer forskjellen.»

Innlandsisens bevegelsesretning og dens smeltning.

Som skuringsstripene på berggrunnskartet, fig. 2, viser, har isen beveget seg nordvestover, mot landets helling. Skuringsstripenes retning så vel som blokktransportens var klarlagt av forstmester I. C. Hørbye (1855) ennå før istidsteorien, som Hørbye tok avstand fra, var anvendt her tillands.

Blokktransportens retning er omtalt i «Brædæmte sjøer i nordre Østerdalen» NGU nr. 73 og i kartbeskrivelsen til «Tynset» NGU nr. 175, hvortil henvises. Her skal bare fremheves, at den vei vandreblokkene har tilbakelagt ofte kan være ugrei og vanskelig å forstå, men at langveis transporterte blokker av Frønbergets øyegneis i Idre og av konglomeratet i Lima i Dalarne er ført nordvestover er sikkert. Likeså er blokker fra Brydalens grunnfjellsområde ført over Gammeldalen til vest for Glåma i Tolga og Os. De karakteristiske og lett kjennelige blokker av serpentinkonglomeratet ved sydlige bredd av Røragen og blokker av skiferbrekcien på sjøens nordostlige side er spredt henholdsvis over Hitterdalen helt til Røros, og langs Aursunden helt til Rugldalen.

Som Andr. M. Hansen har gjort oppmerksom på (1890) har en massetransport av sand og grus fra sparagmittformasjonen foregått henover Trondhjemsfeltets skiferområde. Glåmas sidedaler fra sydøst Hådalen, Nørendalen, Hodalen, Gammeldalen og Aumdalen, som alle ligger innen Trondhjemsskifrene, er så å si fylt av sparagmittsand. Veldige terrasser, hvis «mægtighed nærmere synes at stå i forhold til de søndenfor liggende dales størrelse med deres nu sydrindende vand end til deres egne elve» vitner om en tidligere sterk transport fra syd, fra sparagmittområdet tvers over bergartgrensen mot Glåmdalen, sier Hansen.

HOVEDSTYR BIBLIOTEK

I alle disse daler forekommer rullestensåser avsatt av breelvene i dødisens tuneller og sprekker. Også i Glåmas sidedaler fra nordvest Vangrøftdalen, Tunnas dal, Fådalen, Sivildalen og Foldalen ligger mektige avleiringer av sand og grus fra sparagmittformasjonen.

Materialtransporten er ikke til å ta feil av. Men den utelukker ikke at også materiale fra en tidligere brebevegelse kan være innblandet i sparagmittgruset. Den nordvestlige brebevegelse er jo bare fra den siste istids sluttstadium. Vi må tenke oss, at ved denne istids begynnelse forekom dalbreer, som gikk ut fra fjellene og førte med seg materiale den motsatte vei av den som ovenfor er beskrevet. Ikke alt dette bregrus ble senere skjøvet oppover igjen, hvorfor vi i dalenes bregrusavleiringer finner de to transportretningers materiale blandet sammen.

I alle høyfjellene så vel innenfor generalkart Røros's område som utenfor finner vi botner. Således i Rondane, Snøhetta, Høg Gia, Rendalssølen, Vigelfjellene og mange flere. Det er trolig at bredannelse gikk ut fra alle disse fjell også i siste istid, og at dal-

breene smeltet sammen til en stor innlandsis. Ettersom dennes høyde tiltok sydøst for hovedvannskillet stagnerte dalbreenes bevegelse inntil den helt slo om til motsatt retning. Breskillet har således hatt forskjellig beliggenhet til forskjellig tid, og det er bare det siste vi kan finne ved hjelp av blokktransporten. Da isen gikk nordvestover var dens bevegelse fortrinsvis knyttet til de høyereliggende lag i breen, mens bunnlaget i dalene lå mer i ro. Skuringsstriper nede i dalbunnene er sjeldne, men de fins. (Streitlien 1935, s. 31.)

Der hvor isen hadde sin største tykkelse ble den lengst liggende under smeltningsperioden, og hvor den var tynnest, over fjellene, ble marken først bar. En følge herav var oppdemning av smeltevann mellom isskillet og vannskillet. Hvor det naturlige vannløp var sperret av isresten ble vannet stuvet opp i høyde med skarene mot Driva, Orkla og Gaula. I alle dalfører nord for en linje over Koppang, Storsjøens nordende og Femunds sydende finner vi sporene etter bredemte sjøer. Mest alminnelig er strandlinjer, hvis lokalnavn er «seter», men der fins også sedimenter. Strandinjenes utbredelse viser hvor den demmende isrest lå, og av deres høydebeliggenhet kan vi finne de isfri skar hvor smeltevannet fant avløp. Herav kan vi slutte oss til isens smeltningsforløp.

De bredemte sjøers strandlinjer og utløp

er beskrevet i NGU nr. 73 (Gunnar Holmsen, 1915) og i NGU nr. 145 (Streitlien 1935) hvortil henvises. Her skal bare gis en oversikt over sjøenes rekkefølge innen det foreliggende kartblad.

De eldste oppstuvinger av brevann ligger utenfor vårt karts område, i sidedalene til øvre Foldal. Her er strandlinjer, hvis høyder korresponderer med skarhøyder til Drivas nedslagsdistrikt. Ettersom isen synker sammen åpnes stadig lavereliggende avløp, og smeltevannet renner til Orkla. De eldste bresjøoppstuvinger innen generalkart Røros lå i Einunndalen med avløp til Orkla gjennom den syd-nordgående Rødalen, hvor passhøyden er 921 m. Vannet har gravet seg ned et dypt far på nordsiden av skaret, hvori Rødalsbekken nå renner, og dessuten er all jord vasket vekk i 100 m's bredde. Mellom Øvre Marsjøliseter og Haugsvangen på dalens vestside er en strandlinje på høyden 930 m. — På denne høyde

forekommer flere erosjonsstrandlinjer og enkelte akkumulasjonsterrasser i Einundalen så vel som i Folldalen. Forbindelsen med Foldalen gikk på denne tid gjennom Moskaret hvis passhøyde ligger betydelig lavere enn Rødalsjøens strandlinje.

De neste tappingsnivåer går langs Storbreens kant i lien vest for Savalen. En i øynefallende breranddannelse her som kalles «Øvre Såtån» senker seg fra høyden 909 m ved Garviksetrene mot et pass mellom Hammarhø og Bangarsvola i ca. 880 m's høyde. Herfra er det bratt ned til et litet, men dypt tjern som danner begynnelsen til et stort bergegjel «noe i likhet med Jutulhugget ved Barkald», skriver Streitlien. Ved gjelets utløp ligger en stor gruskjegle tett strødd med veldige flyttblokker, tydeligvis etter en tappingskatastrofe. Fra gruskjeglen fører flere breelvfar til Mjovatnet. Dødisen lå ennå over vannskillet mellom Orkla og Tunna, og vannet rant i breelvløp langs lien nordvest for Stugusjøen eller gjennom dødisen på vannskillet.

Vest for Savalen kan der under Øvre Såttån utskilles flere stadier i Storbreens smeltning med breelvløp og strandlinjer etter randsjøer ned til høyden 745 m, på hvilket nivå der ligger en hel rekke seter og terrasser så langt nord som til Fådalen og så langt syd som til Alvdal. Strandlinjene grupperer seg om en dødis i Savalens forsenkning. Smeltevannet fra Foldalen og Alvdal har rent langs brekanten vest for Savalen og fra Fådalen nord for Savalen. Gjennom Sparsjøen har avløpet gått i breelvfarene vest for Stugusjøen til Orkla. Fra Sølnas dal fører et breelvfar ned mot 745 m's nivået ved Plassen. Det er ½ km langt og har 10 m loddrette bergvegger på sidene. Glåmdalen var på denne tid fylt av dødis opp Sivildalen til Savalen, opp Fådalen til Veslehaugen og opp Tunnas dal til Fossbakken.

Det neste strandlinjenivå har stor utbredelse. Det har høyden 720 m og fins i Glåmdalen og sidedaler fra Os til Barkald, og oppover Foldalen. Den vide utbredelse av strandlinjer på denne høyde tyder på en kommuniserende vannflate over et utstrakt område. Den er blitt kalt «Øvre Glåmsjø». I Rendalen har den ikke trengt inn.

Det er sannsynlig, at utløpet fra dette nivå av brerandsjøer på 720 m har gått til Orkla, men vannskillets høyde ved Langtjernet på Kvikneskogen ligger betydelig lavere. Et nytt presisjonsnivellement utført av Norges geografiske Oppmåling viser en terrenghøyde

ved siden av Estensvoll bro på 691,6 m, og en høyde ved veikrysset til Løkkja på 702,6 m. Vannskillets høyde ligger et sted mellom disse to verdier. Det fremgår av Streitliens dagbok for 1936 og rektangelkartets fremstilling av flere avløpsløse tjern, at vannskillet ligger i et dødislandskap. Vi må derfor gå ut fra, at dødis i passet har virket som demning. En vel utviklet strandlinje opp til 30 m bred kan følges i 5 km lengde straks sønnenfor vannskillet på høyden 738 m, men noe tapningsløp fra dette nivå er ennå ikke påvist. Streitlien omtaler imidlertid i sin dagbok for 1936 at den snaue dalside ved Støen, 5 km nord for vannskillet, må ha sammenheng med uttapning av bresjøvann.

Angående utbredelsen av 720 m's vannflaten skriver Streitlien: «Når således isbreen har stengt eller fylt dalen ved Kvikneskogen må en vel anta, at det (på samme tid) har vært overveiende is i Glåmas dal, og bare litt isfritt langs solsidene av dalen. I denne sammenheng kan nevnes, at strandlinjen er ubetydelig eller den mangler helt somme steder, hvor det ellers skulle være noenlunde gode vilkår for setedannelse. Dette er nesten alltid tilfelle på sydsiden av dalen når denne går øst-vest, således både i Einunndalen, Kakelldalen og Foldal. Dette kan tyde på, at det er bare langs solsiden (dvs. nordsiden) av disse dalene det har vært bresjø, mens det langs baksiden (dvs. sydsiden) har ligget en rest av breen, som har hindret setedannelsen.» (Streitlien 1935.)

Mellom 720 m's nivået og et lavere, meget utbredt oppstuvningsnivå på 660 m fins flere steder antydning til et trinn på høyden 690 m. Utløpet må ha gått over Rugldalen til Gaula, men av dette trin kan vi ikke slutte noe videre om smeltingens gang.

Det neste strandlinjenivå på ca. 666 m har hatt sitt utløp over vannskillet mellom Glåma og Gaula. På denne høyde ligger strandmerker langs Glåmdalens sider og i sidedalene så langt syd som til Atna, og i Rendalen til litt sønnenfor Øvre Rendal Kirke. De fleste av disse strandmerker tør skrive seg fra lateralsjøer mellom dalbunnens dødis og dalsiden. Dødisen fylte hoveddalen og sidedalene til omkring 700 m's høyde, høyest nærmere isskillet, og desto lavere jo lengere vekk fra dette isen lå. Lateralsjøenes høyder stiger mot sydøst. Smeltevannet fra dødisen i Feragen—Femunds basseng hadde avløp gjennom Hådalen forbi der Røros ligger. Fra Røros stiger akkumalasjonsterrassenes høyde jevnt oppover dalen fra

666 m til 690 m ved Femunds nordende, og en lateralterrasse ved Feragen har høyden 688 m. Tidligere (G. Holmsen 1915) har de mot øst stigende strandlinjehøyder vært ansett for å skyldes landhevningen, men de kan også forklares som en følge av at isrestens høyde har steget henimot isskillet, og at de oppbevarte strandmerker er lokale oppdemningers spor. Hvis denne forklaring er riktig har «Nedre Glåmsjø» ikke trengt inn i Femund—Feragens dal, hvor således smeltningen faller senere enn i Glåmas og Renas dalfører.

Langs Aursunden stiger også terrassenes høyder jevnt østover, så det ser ut som om vannet er heldt ut av sjøen under en skrå landhevning. Utløpet går over fast berg. Den gamle sjøflate med terrasser ved Molingas utløp, ved Myrmoen og langs Brekkefjordens bunn viser en gradient 1 : 1200. Men det er heller ikke utelukket at dødisen har hatt et fall fra øst mot vest også langs Aursunden, og at terrassene her kan være lokale avsetninger i lateralsjøer.

Fra Aursundbassenget har smeltevannet en tid hatt avløp over vannskillet mellom Molingdalen og Killingdalen. Passhøyden er 750 m. Syd for vannskillet er store grusmasser lagt opp i et dødbrelandskap med tørre groper av 5 til 8 m's dybde. På nordsiden sees en mengde spylerenner, de fleste i fast berg, langs begge dalsider. De ligger høyere enn vannskillet. I selve passet er også flere dype bergkløfter. Rektangelkartets «Killingdalskirken» er en jettegryte med hull i siden. Den er fint svarvet.

Mens breelvleiene fra skaret mellom Molingdalen og Killingdalen viser, at smeltevannet fra Aursundsområdet har rent direkte til Gaula, så viser et annet stort breelvleie ved Gaulas kilder nær Riasten, at smeltevannet her har tatt omveien om Rien og Aursunden istedenfor å finne vei nedover Gaulas øvre løp. Breelvleiet har samleområde i dalen mellom Gulhåvola og Tjæråfjellene. Det begynner ved noen små tjern i høyden 920 m og er dypt nedskåret i berggrunnens skifre, hvis skikthoder sees i den sydlige skråning. Det munner ved skroggrensen ovenfor Riasten, men det er ikke lagt opp noe av det uteroderte materiale der hvor det slutter. Materialet må være ført ned på dødis, hvorfra det er tatt av andre breelver. — En rekke spylerenner i samme li har fall mot sydøst i retning mot Rien.

I enkelte dalutvidelser som i Tynset og Alvdal tyder strandlinjer i begge dalsider på at der har vært åpne vannflater tvers over dalen.

Det høyeste punkt av vannskillet mellom Glåma og Gaula ligger på en myr i høyden 665,6 m straks syd for Ruglsjøen. Berget stikker frem langs myren. Fra Ruglsjøen renner vannet nordover i et far, som er stort i forhold til den nåværende elvs vannføring, og store stenblokker ligger langs dets østre bredd. Syd for vannskillet er sandterrasser, egger og dødisgroper utbredt. Dette dødislandskap har ved vannskillet sin nordgrense, og noen kilometer nord, ved Vongraven, har Rugla skåret seg ned et gjel på over 100 m's dybde gjennom de løse skifre.

Gauldalen har på Nedre Glåmsjøs tid neppe vært isfri. Veldige lateralterrasser tyder på at dødis har fylt dalbunnen mens vannet fra Nordre Østerdalens nedbørområde rant langs iskanten og avsatte sand- og grusterrassene.

Mens innlandsisens rest demte i Koppang—Storsjøtrakten gikk der et sund mellom det oppstuvete vann i Glåmdalen og i Rendalen over Barkaldkjølen. Isdemningen brast først i Rendalen, som tømtes, og vannet fra Glåmas nedslagsdistrikt fant avløp gjennom Jutulhugget til Tyldalen. Pl. 1 fig. 1 viser Jutulhuggets åpning mot Tyldalen. Passhøyden ved Jutulhugget er 509 m, og til denne høyde sank vannflaten i Glåmdalen trinnvis fordi vannstrømmen fra Glåmdalen først skar seg ned flere andre steder over Barkaldkjølen før den fant den laveste renne til Jutulhugget. Der sees flere breelvløp, og berggrunnen er renspylt for bregrus over 600 m's høyde. — Den veldige stenopphopning ved Jutulhuggets åpning i Tyldalen har før vært omtalt i litteraturen som en morene, men det kan være mer sannsynlig at den er revet med av tapningsflommene.

I Rendalen sees mange steder spor etter flommene som har gått nedover dalen mellom dødisen og dalsidene. De har jevnet ablasjonsmorenene utover, og delvis omleiret og sortert deres materiale. I Glåmas dal ligger skarpt avskårne sand- og grusmoer i forskjellige trinnhøyder der, hvor de store tilløp Nøra, Tela, Tunna, Auma og Folla munner. Det er sannsynlig at disse trinn er samtidige med tapningsflommene over Barkaldkjølen.

Foruten de her omtalte utstrakte nivåer i de store dalfører kjennes lokale oppstuvninger med strandmerker i forskjellige høyder. Således eksempelvis Rausjødalens bresjø mellom Brydalen og Holøydalen, omtalt i NGU nr. 175, s. 58, Skårdalens bresjø nord for Tunna, NGU nr. 145, s. 45, og Gruveldalens bresjø, NGU nr. 144, s. 42.

Dalene har i smeltningstiden vært fylt av dødis, rikt lastet med sand og grus. I de daler, som ligger i brebevegelsens retning NV—SE sees mange steder langs lisidene, særlig over tregrensen, en rekke striper, som faller svakt nordvestover. Blokkrader og små lateralterrasser danner for øyet sammenhengende linjer, ofte den ene over den annen. Hvor der har rent vann langs iskanten kan fremkomme spylerenner.

Av sådannen brerandlinjer kan isens bortsmelting på stedet direkte avleses. De er bare i liten utstrekning inntegnet på kartet.

Havavleiringer

forekommer ikke innen kartbladets område, idet Gauldalens dalfylling under den marine grense oppfattes som breelvavleiringer. Lengere nord i Gauldalen er marine terrasser opp til henimot 200 m's høyde. Men det er nordenfor kartbladets ramme. Mellom Støren og Singsås ligger terrasser langs dasidene med stor høyde over dalbunnen. Det er ikke sannsynlig, at dalen noensinne har vært fylt med sand og grus til disse terrassers høyde, elven måtte i så fall ha ført med seg enorme grus- og sandmengder, som intet sted er å gjenfinne. Det er mer trolig at dalen har vært fylt med dødis da havnivået sto nær 200 m, og at de høytliggende terrasser er avsatt langs isranden i randsjøer. Ved Singsås ligger de høyeste terrasser 207 m. o. h., ved Snøan i Soknedalen 201. Disse høyder er på kartet betegnet som den senglasiale marine grense. Dalbunnen ligger betydelig lavere.

Dalenes breelvavsetningers- og ablasjonsmoreners region.

Det er en vesensforskjell mellom dalene nordvest for landets hovedvannskill og de sydøst for vannskillet så vel med hensyn til arten som til mengden av løsmateriale. Nordvest for vannskillet er dalene trange og dalfyllingen utgjøres hovedsakelig av et litet mektig lag bunnmorenegrus, hvorigjennom berggrunnen hyppig stikker frem. Dalene sydøst for vannskillet er vide med en flat dalbunn fylt av breelvgrus til stor tykkelse.

Dalene nord for vannskillet.

Orkla har de første 5 km nordenfor vannskillet mot Tonna på Kvikneskogen et svakt fall nedover til Støen, og på denne strekning er dalen bred med breelvgrus i flate moer. Men nord for Støen er dalføret trangt og bergfullt helt til Yas utløp, hvor en stor gruskjegle er avsatt. Ya går i en meget dyp dal med høye bergvegger på sydsiden. I alle andre tilløp til Orkla sees også berggrunen. Fra Yset til kartgrensen har dalen atter svakt fall, og på denne strekning hvor Kviknebygden ligger er avsatt grus og sand.

Den øverste del av Haukas dal er innfanget av Hiåen, som renner til Budalen. På vannskillet mellom de to elver ligger et dødbrelandskap. I fjellsidene her sees tallrike brerandlinjer, og mellom Haukefjell og Risknappen er en lang grusås, ellers sees bare bregrus i dalens øverste del, hvor også berggrunnen hyppig stikker frem. En dalfylling av breelvgrus på 5 km's lengde ligger mellom Anshus seter og Flatås, samt en mindre breelvavleiring ved Økdalsmo. Ellers er der bregrus med oppstikkende berg helt til sammenløpet med Sokna, og de nederste 7 km av Haukas dal er dypt nedskåret i berggrunnen.

Bua ligger også i sitt nedre løp i en dypt nedskåret dal. I dalsidene sees noen sandflater, som må oppfattes som randdannelser langs dødisen. Buas nedskjæring begynner ved Moen, 5 km ovenfor sammenløpet med Ena. Ena har noen små breelvmoer i dalbunnen ved Enli, men Bua går i bregrus helt fra sitt utspring i Forelshogna. Ovenfor Moen er dalbunnen langs Ena flat mens lisidene er bratte. Øverst i dalen er en del ablasjonsmorener. En grusrygg tvers over dalen ved Brusetvollen er sannsynligvis en sprekkfylling i dødis.

Fordalen har bare i høyfjellet over skoggrensen en flat bunn med myr og breelvgrus. Fra Fløttumsetrene til Singsås er dalen dyp og trang, og elven går på denne strekning over bregrus og berg. I høyfjellet omkring Øyavollen og Meåvollen ligger breranddannelser, grus- og sandhauger, langs begge dalsider i en høyde av 40—50 m over dalbunnen. — Fora kommer fra Forelsjøen. Tvers over utløpet ligger en grusås, som elven har gravet igjennom, og ved Dalbusjøen renner den gjennom et dødbrelandskap. Ellers går elven dels over bregrus og dels over fast berg. Flere nordgående breelvløp tyder på at oppdemt brevann i Vangrøftas nedslagsdistrikt har hatt avløp til Fora.

Hesjedalen er en trang, dypt nedskåret dal. Den har tilløp fra Øyungen og Harsjøen. Til Harsjøen fører Kjurrudalen, hvor vannskillet mellom sydrennende og nordrennende vann ligger på 814 m. I liens østside er brerandlinjer i flere trinn. Det er grusvoller, og mellom dem og dalsiden går myrdrag med en bredde fra 20 til 60 m. Ved Kjurruas utløp i Harsjøen er en avsetning av breelvgrus, ellers går elven i bregrus og over avvaskete berghamre. — Til Øyungen renner Garåen, som kommer fra Elsjøen. Så vel vest for sjøen som i dalen langs begge lisider sees brerandlinjer, og setrene øst for sjøen ligger på et stort breelvdelta, som mot nord ender med en bratt bakke, sikkert støttet mot en brerest. Syd og vest for Øyungen er et belte med morenehauger, visstnok ablasjonsmorener, og lavere enn disse sees 1 km øst for Morkvollen en brerandlinje utviklet som en terrasse. — I Hesjedalen er lien nederst så bratt at bregruset har ramlet utfor så berggrunnen ofte vises. Gårdene ligger høyere oppe, til dels på terrasser avsatt langs en brerand.

Ved Vongraven nord for Rugldal stasjon har Rugla som foran omtalt skåret ned en bergkløft, og en lignende kløft har Gaula skåret mellom Ålen og Haltdalen. På den mellomliggende strekning av dalen går bregruset helt ned til dalbunnen. Det kan være jevnet utover nærmest elven, men breelvavsetninger av betraktelig utstrekning er ikke å se. I Haltdalen er noen elvemoer nedenfor jernbanestasjonene Haltdalen og Flatberg, ellers går det usorterte bregrus helt ned til elven. Først ved Reitstøa møter vi en dalbunn, som er fylt av breelvsand. Tilløpet Holta ligger i breelvgrus i Aunebygda. Her, og flere steder lengere opp langs elven er grusrygger. Fra Meenget til Midtaunevollen er et dødbrelandskap i dalbunnen.

Dalene syd for hovedvannskillet

er for en stor del fylt av glasiale og postglasiale avsetninger, dels i hauger og rygger og dels i flate moer. Gravninger og naturlige snitt i moenes materiale viser, at det som regel er skiktet og sortert. At det er smeltningstidens vassfar og flommer, som har bygget opp moene sannsynliggjøres ikke alene av deres dimensjoner, men også av deres distale begrensning, idet de helt umotivert nedstrøms kan stoppe opp med en bratt marebakke. Denne ligger ofte slik til, og

har en form, som best kan forklares ved at moen er bygget opp mot en gjenliggende dødisklump. Undertiden kan der finnes to gruskjegler over hverandre, en med grovt grus fra en tverrelv over hovedelvens ør av fin sand. Ikke sjelden ligger usortert grus under strømskiktete grus- og sandlag. Denne lagfølge sees eksempelvis ved Tronsåens utløp i Glåma, i skjæringer langs Sølna og ved Einunnas utløp i Folla. Snitt og skjæringer i hauger og rygger viser undertiden en kjerne av lagdelt og sortert sand dekket av usortert bregrus. Denne lagfølge må tolkes sådan, at sandlagene er avsatt i dødisens hulrom, og at det overliggende bregrus stammer fra isens medførte morene. Haugene og ryggene kan også helt igjennom bestå av sortert sand, eller helt igjennom av usortert bregrus. I siste tilfelle må haugene ofte forklares som sprekkefyllinger i isen, og hører således genetisk sammen med åsene. Hvor skiktning ikke er iakttatt er haugene på kartet avlagt med røde ringer, tegnet for morener.

Det har tidligere vært hevdet (G. Holmsen: NGU nr. 177), at en del av disse morener kan stamme fra dalbretiden, og at de har ligget urørt under det senere stadium av den siste nedising. Deres beliggenhet i dalgangene er jo påfallende. Skuringsstriper i dalbunnene beviser ikke at isen i smeltningstiden har vært aktiv. De kan likeså godt skrive seg fra dalbreer i begynnelsen av istiden som fra den senere nordvestlige bevegelse innen bresjøområdet. Blokktellinger ville kanskje kunne bidra til løsning av dette spørsmål, men det foreligger ennå ikke fra bresjøområdets morener.

En del morenemateriale kan være ført ned på isen i dalbunnen fra bratte lisider av hengebreer. Hvis den nordvestlige bevegelse av isen var liten eller stagnerte i isens dypere lag i dalene ville det føre til at breens innhold av grus og blokker ble holdt tilbake og anriket i dalgangene. Dette kan gi en forklaring på hvorfor dalene i bresjøområdet er så rikelig forsynt med hauger etter ablasjonsmorenen.

Åsene er avsatt under dødisens smeltning. De ligger lavere enn det siste bresjøniva i dalen, og viser at dødis i stor utstrekning har ligget i dalbunnen etter bresjøtiden.

Sideelvene førte med seg store masser av sand og grus, som ble avleiret i bresjøen, ofte opp til dennes nivå. Ved bresjønivåets tapning skar tilløpet seg ned i terrassen, og på ny ble materialet fraktet til lavere nivå, enten det nå ble avsatt som et delta i en ny

vannflate eller avleiret som en tørr gruskjegle i dalbunnen. Der, hvor moene, breelvdeltaene, støter til lisiden ligger alminneligvis et belte av grusrygger og hauger, som breelvene ikke har jevnet utover. Materialet i dem kan være så vel usortert som sortert. Moreneryggene i Femundstrakten og på andre steder hvor dalsiden er så slakk at hengebreer ikke kan ha opphopet dem, må forklares som avleiringer i isens sprekker.

Hauger og rygger av sortert sand og grus i lisidene på tvers av dalretningen er subglasiale dannelser («slukåser») som smeltevannsbekker har avsatt i hulrom, de selv har smeltet ut i dødisen. — Hauger med usortert bregrus kan opptre side om side med hauger og rygger av sortert breelvgrus.

Et eiendommelig bresjøsediment er kvabb. Det er en meget fin- og jevnkornig sand. I dødbrelandskaper ser en ofte kvabb i bunnen av grytehullene. Den kan opptre i lisidene så vel som i dalbunnen, enten alene eller i veksel med sandlag av dårligere sortering. Det er sannsynlig, at den i stor utstrekning er sedimentert i vannpytter med stille vann langs dødisen. Ved overgangen mellom liside og dalbunn kan kvabben ha stor tykkelse og ligge i hauger gjennomskåret av bekker. Haugene har form som morenehauger, og uten tilsynelatende orden forekommer de sammen med grushauger. Kvabb oppbløtes lett i teleløsningen og renner nedover skråninger. Når den her avleires antar den en lagdeling eller skivning konformt med underlagets heldning.

Som en sjeldenhet kan iakttas, at kvabbhauger ligger i lavere nivå enn moene i dalbunnen. Mens breelvenes ører ble avsatt i en isfri dalbunn kunne kvabbhaugene ligge beskyttet for strømmen inne i dødisen.

Det meste av dødisens morenemateriale ble i stor utstrekning jevnet ut over dalbunnen og sortert ettersom bresjønivået sank under uttapningen, og den siste utjevning og omleiring fant sted under flom etter at all dødis var smeltet, altså i postglasial tid.

Glåmas dal. Dalbunnen er i stor utstrekning fylt med breelvavsetninger, ablasjonsmorener og postglasiale avleiringer. Berggrunnen stikker ikke frem mange steder. Elveleiet ligger i bunnmorenegrus fra Håelvens utløp nær Røros til Høsøyen, en strekning på 4 km, og fra Vangrøftas utløp syd for Os stasjon til Tolga, 13 km. Berggrunn sees i elveleiet på ganske korte stykker ved Ormhaug nord for Orvos stasjon, ved Røste nær Os og ved Humlas

utløp syd for Os. Dessuten sees berggrunnen ved Eidefossen i Tolga. Herfra ligger elven i breelvsand eller postglasial sand på hele sitt løp innen kartbladets område.

På vannskillet mot Gaula i Rugldalen ligget et dødbrelandskap med egger og grytehull. Grustak her viser breelvgrus i deltaskiktning. Henimot Glåmos er dødbrelandskapet for en stor del jevnet utover til moer med vannrette sand- og gruslag. Ved Røros har en breelv nedover Hådalen etterlatt seg «Langeggen», en ås, som straks nord for byen munner ut i et annet dødbrelandskap.

Hvor sidedalene åpner seg i hoveddalen er bunnen dekket av sedimenter avsatt av tverrelvene. Materiale fra Hådalen har oppstuvet Glåma, som går stille over finsandavsetninger dekket av torv i 4 à 5 km's lengde overfor sammenløpet.

Ved Os, hvor Nøra og Vangrøfta munner, er dalbunnen bred og fylt av sedimenter. (G. Holmsen, NGU nr. 73.) Lavest ligger flater med finsand, og i høyere situasjon moer med grovere sand. Langs begge dalsider mellom Os og Humla er lave hauger av kvabb, som når opp til 630 m's høyde. Mellom disse går bekker i utvasket bunnmorenegrus. Det synes som om kvabben er sedimentert i vannpytter langs dødisen.

Bjøra heter en elv som munner i hoveddalen straks nord for Tolga. Den kommer østfra og har i nutiden et litet nedslagsdistrikt, men må i smeltningstiden ha fått tilløp fra Hodalen over det nuværende vannskille for breelven har lagt igjen store grusmasser i Glåmas dal i bratt avskårne terrasser, der ligger som bastioner i lisiden mellom høydene 720 m og 662 m. Vest for breelvens løp er et dødbrelandskap med egger og grytehull som vitner om, at her demte dødis mens terrassene ble avleiret.

Tolga kirke ligger på en sandterrasse ca. 50 m over elven. Terrassen er synlig sydover langs begge sider av elven til Eidet. Snittene viser at dens materiale for en stor del består av fin, lagdelt sand, dekket av et lag skiktet grus. Noen steder har bekker skåret seg ned gjennom terrassen til bunnmorenen. Innenfor terrasseflaten forekommer i lisiden et belte av sandhauger hvori spredte blokker. Det er sannsynlig at så vel haugene som terrassen er laterale avsetninger langs dalens dødbrerest. Dalen er på denne strekning dyp og trang, så her har dødis kunnet holde seg lenge.

Dalutvidelsen hvor Vesletela og Kvernbekken munner fra hver sin side er rik på sand- og grusterrasser. Deres høyde er nivellert

i forhold til Eid stoppested, som har høyden 518 m. På sydøstsiden av Glåma er der mellom Neset og Eid foruten elvesletten 5 atskilte trinn, og på nordvestsiden av elven ved Storkvernan 4 trinn, men det er bare de to høyeste trin hvis høyder korresponderer på begge dalsider.

Nesset.

Elveterrassen	I	II	III	IV	Eidsvollen
500	506—509	515—519	525—527	531	544

Storkvernan.

Elveterrassen	I	II	III	IV
500	511—512	522	530—531	543—544

Av terrassene nord for Neset er den øverste ved Eidsvollen den største. Den er over en kvadratkilometer stor og aldeles flat. Den begynner som en smal lateralterrasse i dalsiden ovenfor Eidgårdene og tiltar i bredde sydover dalen. Ved dens ytre kant er en bratt marebakke som fører ned til neste trinn på 531 m. Begge disse to terrassehøyder gjenfinnes på elvens annen side, hvor det nest øverste trinn dekker et større areal enn det øverste. Terrassene II og III mellom Eid og Neset utgjør meget store flater. I høydeintervallet mellom dem sees hauger og rygger av sand, som den synkende vannflate ikke har jevnet ut. Terrasse I er også meget stor og har jevn overflate med fall utover mot dens ytre kant, hvor den avskjæres av et elveleie, som har erodert en bratt skrent ned til elveterrassen hvor Nesgårdenes dyrkete mark ligger.

Terrassene ovenfor Storkvernan har ikke så store flater som de på elvens sydøstre side. De er imidlertid skarpt avskåret av bratte marebakker hvorved meget tydelige trinn fremkommer.

Disse nivellerte terrassehøyder antas å vise høyden av Nedre Glåmsjøs forskjellige tapningsstadier over Barkaldkjølen, hvor forskjellige breelvløp kan sees. Terrassenes marebakker ligger i fri situasjon ut mot dalen, og må ha støttet seg til gjenliggende klumper av dødis.

Sønnenfor Eidterrassene forekommer finsandavleiringer, kvabb,

langs lifoten helt til Barkald. Kvabben ligger mest i flate hauger som når opp til 10—15 m over dalbunnen. Mellom haugene har bekker også her mange steder skåret seg ned til bunnmorenen. Lagene kan være skråttstillet så vel som vannrette. Beliggenheten langs lifoten kan tyde på, at sedimentet i den flate dalbunn nedenfor haugene kan være jevnet utover av flommer etter at isen var smeltet.

Krusning og foldning av kvabblag er omtalt fra en elveterrasse på vestsiden av Tonna nær dens utløp i Glåma og fra en avsetning ved Brekkebekken ved Foldalsveien 7½ km fra Alvdal. (Streitlien 1935.) Fotografier av lokalitetene er reprodusert av Streitlien og av G. Holmsen (NGU nr. 175). De viser, at avsetningene har vært utsatt for sidetrykk av stort omfang, og det ligger nær å tenke på, at foldninger som dette kan skyldes bevegelse i dalbunnens dødispartier.

I den store dalutvidelse ved Tynset har breelvene fra Aumdalen og Tyldalskjølen bygget opp akkumulasjonsterrasser av grus og grov sand i bresjøens forskjellige nivåer. Ovenfor grusterrassene og langs Auma sees grytehull og åsdannelser.

I Alvdal er en stor dalutvidelse hvor Folla og Sølna møter Glåma. Her er lagt opp store akkumulasjoner i en høyde, som kan svare til brevannets utløp gjennom Jutulhugget. En gjenstående terrasserest, Grimshaugen, mellom Folla og Glåma synes å tyde på at elvene har ført med seg et omkring 20 m tykt lag fra dalbunnen etter at Glåma fikk det løp elven nå har.

Sidedalene fra nordvest.

Løsmaterialet i Vangrøftas dal er tegnet av Streitlien, som skriver i sin dagbok 1932, at dalfyllingen veksler mellom breelvsand i skråttstilte lag med finere sand, muligens postglasial, i horisontal lagstilling. I dalbunnen er en del moer med jevn overflate gjennomskåret av bekkedaler, og områder med ablasjonsmorener, hvori blokker fra grunnfjellet og fra sparagmittformasjonen er alminnelige. Oppe i dalen hvor Tverelven renner ut i Vangrøfta er en slette med flere store, isolerte hauger hvis form minner om åser, men snitt mangler. Ved setergrenna Såttåhaugen er også store sandavleiringer. På den mellomliggende strekning ligger veien i morene, og elven har skåret seg ned til berggrunnen. Morenen er bunn-

morene med skiferblokker og leirholdig finmateriale. Små hauger med kvabb ligger side om side med hauger med bregrus. — Mellom Snudda og Østerengbekken er en vid dalbunn med store hauger og rygger av sand. Like ved Snudda ligger en kjegleformet haug, «Såttåhaugen», avmerket på rektangelkartet med høydetall 971. Den består av åsgrus og raker 25 m opp over dalbunnen.

På vannskillet mellom Vangrøfta og Bua vitner breelvløp om nordgående vannløp i smeltningstiden, og dødislandskaper er her meget utbredt.

Dalføret fra Vingelen ligger i bregrus, men i bygden er breelvsand i store åser. Mellom åsryggene er dype daler, hvor vannrike kilder kommer frem. En detaljert beskrivelse fins i NGU nr. 175, hvortil henvises.

Gjeldalen er en klippekløft som heller mot Londalen. Den ser ut som et stort breelvleie.

Tonnas dal har flatt fall fra Stugusjøen til gården Elva. Dalbunnen er myrlendt med torvjord over fin sand. Fra Elva blir fallet sterkere, og Tonna går for det meste i bregrus til Tveråvangen. Her begynner en kvabbterrasse i begge lisider, øverst i dalen gjennomskåret og oppdelt av bekkedaler, som når ned på bunnmorenen, men som lengere nede mot Tonnas utløp i Glåma er sammenhengende. Den er flat oppå, og har høyden 506 m. Øverst viser snitt og gravninger 1½ m grus og sand, derunder lagdelt kvabb, hvori ligger enkelte store blokker. Dette tyder på, at kvabben her er avleiret i dødbreens hulrom, og at blokkene er dumpet ned i sedimentet fra det overliggende istak. Underlaget for kvabbterrassen er overalt bunnmorene. — De lavtliggende flate enger i Tonnas og Glåmas dalbunn ligger på en grovere sand, avleiret under flom.

Sideløpene Magnilla og Lona har i smeltningstiden vært stengt av is. Ifølge Streitlien (NGU nr. 145) har en bresjø ved sammenløpet av Magnilla og Gjera hatt utløp gjennom Skårdalen nord for Storåsen, som Tonna gjør en stor sving sønnenom. Skårdalen har loddrette bergsider og fall vestover. Dens bunn ligger høyere enn vannskillet mot Orkla.

I sin beskrivelse av Londalens dalfylling (Dagbok for 1932) omtaler Streitlien flere dødislandskaper, og at rullestensåser sees ved Storøyvollen, Øyavollen, Nyhusvollen samt mellom Svartbergvangen og Eggvangen. Nedenfor Gjeldalens utløp ligger langs begge sider av Lona høye meler, som her kalles egger. Loneggene er en av

bekker gjennomfuret ujevn terrasse med en forsenkning nærmest liside på dalens vestside. På Lonas østside ligger lignende egger ved Bratteggsetrene. Melene langs elven er opp til 50 m høye. Helt nedover mot Tonna fins terrassetrinn som vitner om at breelver har avsatt gruskjegler i dalbunnen.

Den øverste del av Lonas dal heter Mosedalen. Denne har en bred bunn med flate moer som veksler med rygger og hauger av sand. Haugene er dels breelvavleiringer, dels ablasjonsmorener. Snitt langs elven viser nederst grov sand, oventil fin sand.

I overgangen til lien opptrer bregrus i voller og rygger med dype daler imellom.

Et breelvleie med fall mot nordvest mellom Høyåsen og Snauberget viser, at smeltevann har rent fra Tveråens dal til Lonas.

I Få-as dal fins sandavleiringer opp til 40 m tykke gjennomgravet av Hindalsbekken, Fåa og Hektobekken. Åser forekommer ved ungdomslokalet og ved Rønningen.

Follas dal er den største blant dalene fra nordvest. Ved Alvdal opptar Folla Sølna, og ved utløpet i Glåmdalen har elvene lagt opp meget store akkumulasjoner.

Mellom Glåma og Folla ligger på høyde 545 den store Månmoen, som stuper bratt ned til den flate dalbunn. Snittene viser sand i vannrette lag til en tykkelse av 40—50 m. Bregrus ligger i bunnen av de bekkedaler, som skjærer igjennom moen.

På sydsiden av Folla brer seg mellom Måneseter og Høstseter en annen stor mo, litt høyere enn Månmoen. Bekkene har skåret seg 50—60 m gjennom sandlagene ned til bregruset. — For øvrig er der flate moer i forskjellige lavere høyder i dalens nederste del.

Sølna har skåret seg ned gjennom breelvgrus og underliggende bregrus så dypt, at elvemelene kan være 45—60 m høye. Breelvgruset ligger i terrassetrinn, og det høyeste på 720 m's høyde. Melenes buktete form tyder på, at terrassene er avsatt støttet til kanten av dødisrester. I Finbudalen ligger sydligst et dødbrelandskap lavere enn terrassene langs elven.

Pl. I, fig. 2 viser en mo på Nedre Glåmsjøs nivå i Sølnas dal.

I Foldalen er ved Einunnas munning 6 terrassetrinn fra 562 m til 650 m. Vestmoen og Stormoen har mektigheter på 100 m. Moene er gjennomskåret av bekkedaler i hvis bunn ofte sees bregrus. Således viser Stormelen ved Einunna nederst usortert bregrus mens melens øverste halvpart er bygget av lagdelt grus og sand. Gråmoen på

Follas sydside viser samme lagfølge. Pl. II, fig. 1 viser terrasser ved Moan, Folldal.

Bregruset under breelvgruset kan også ha stor tykkelse. Djupdalsbekken som kommer ut i Folla fra nord midtveis mellom Einunna og Brekkebekken har skåret seg ned bratte vegger av 30—40 m's høyde gjennom moreneleir. Under bregruset fins på flere steder lag av skiveleir, hvori marleker. Skiveleiret har småkrusete lag om enn i mindre grad enn den krusning som foran er beskrevet fra Tonnas og Brekkebekkens kvabblag.

Sidedalene fra sydøst.

Hådalen munner i Glåmdalen ved Røros. Elven har sitt utspring fra Feragen, men mottar tilskudd også fra Femund gjennom en tømmerrenne som Røros verk har bygget. Dalen er vid, og utstrakte breelvavleiringer dekker dens bunn. Et kart over dalfyllingen følger NGU nr. 73. Midt i dalbunnen ligger en rullestensås, som med noen avbrytelser kan følges langs hele dalen. Den har tallrike forgreninger, og dødislandskaper med grytehull er mange steder å se. Breelvdeltaer ligger i forskjellige trinn. Fra Femundsbassenget har der kommet breelver så vel fra Femunds vestre som østre vik på hver sin side av Femundsåsen. Breelvterrassenes høyde stiger oppover dalen.

Nørendalen munner i Glåmdalen ved Os. Vannskillet mellom Nørendalen og Tufsingdalen, som heller mot Femund, ligger i høyden 760 m. Over selve vannskillet fører et stort breelvleie, hvorigjennom smeltevann har gått til Glåmdalen fra Femundsbassenget. I Nørendalen sees langs lisidene brerandlinjer, som faller nordover dalen, og i dalbunnen går elven gjennom «håer», som er store grytehull. Nedover dalen er åser. Ved Os sees sandmeler på 50—60 m's høyde på begge sider av Nøra. Langs Verjåen, som munner litt sønnenfor Nøra er et åslandskap med mange åser og åsgroper.

Dalfyllingene i Hodalen med Holøydalen, Gammeldalen med Brydalen, Aumdalen med Værådalen og Finstaddalen samt den øverste del av Tyldalen er omtalt i beskrivelsene til de geologiske rektangelkarter Tynset, NGU nr. 175 eller Øvre Rendal, NGU nr. 177 hvortil henvises. Felles for alle disse dalene er, at de har et vannskille, som ligger forholdsvis nær Glåmdalen, og i nutiden har deres største nedslagsdistrikter avløp mot sydøst til Femund (Ho-

dalen og Holøydalen) eller mot syd til Rena (Brydalen, Værådalen og Tyldalen). Hodalen og dens fortsettelse Holøydalen og Sømådalen har åser helt ned til utløpet i Femund. De andre daler har åslandskap bare i nærheten av vannskillet.

Daler i Femundsbassenget.

Fra vest munner to større daler i Femund, Tufsingdalen og Sømådalen.

Tufsingdalens øverste del heter Grådalen. Navnet skriver seg fra det gråfarvete frodige bunndekke av renlav, som her vokser på den tørre sandbunn. I den vestlige dalside er på høyden 780 m et skarpt skille mellom dalfyllingen med sine tallrike åser, og lisidens bunnmorenegrus. Rullestensåser opptrer utover hele dalen. I dalbunnen er åslandskaper med grytehuller alminnelige, men noen steder er eggene jevnet utover av breelvene til moer.

Sømådalen er Holøydalens fortsettelse nedenfor Langsjøen. Nær Gjoten er der et ganske stort område med sortert sand og grus, hvori opptrer grytehull og egger. En ås følger dalbunnen helt fra Langsjøen til elvens utløp i Isteren.

Sømåen har for en del år siden skåret seg et nytt leie mellom gårdene Kroken og Sømåen. Der var gravet en grøft som skulle føre vann til et sagbruk, og i en flom tok elven løp gjennom denne. Langs breddene vistes gode profiler av dalfyllingens bygning. Der lå fin sand til 4 à 6 m's tykkelse over bregrus.

I Sømådalens vestlige dalside er på de geologiske rektangelkarter Nordre og Søndre Femund avlagt morenerygger i et belte, som kan nå helt fra dalbunnen opp til tregrensen. Ryggenes retning er forskjellig, men for det meste ligger de på tvers av dalretningen. På overflaten bærer ryggene som oftest en stor mengde blokker. De gjør derfor inntrykk av å være bygget av usortert bregrus. De er meget utbredt i Femundsbassenget. Deres dannelse må stå i forbindelse med dødisens smeltning. En sådan rygg ble gjennomskåret av elven Sølna i 1930-årene (NGU nr. 148, Pl. IV), og et dypt snitt ble synlig. Det viste seg da, at grusryggen i virkeligheten besto av lagdelt, men dårlig sortert grus med til dels meget store blokker i overflaten. Det tør være alminnelig, for ikke å si regelen, at sådan er ryggene bygget, og det ligger da nær å oppfatte dem som subglasiale dannelser i dødisen. *Det er sprekkefyllinger på steder hvor*

dødisen har hatt store mengder av løsmateriale. En brerandlinje i Kvernlien, nord for Buviken i ca. 100 m's høyde over Femund (NGU nr. 144, Pl. II) viser en tydelig grense mellom en svakt heldende mark med jevnt bregrusdekke ovenfor linjen, og et virvar av morenerygger med en masse blokker i dalføret nedenfor den.

Lands Femunds nordre halvpart og i dalførene øst for sjøen er denne slags morenerygger alminnelige. «Eggene» i Røavassdragets dal tiltrakk seg stor oppmerksomhet allerede av Hørbye på hans første vandringer der, og hans beskrivelse av landskapets karakter er fortreffelig. «Da disse blokkrygger (Hørbye 1855) er meget tallrike, den ene ved siden av eller like mot den annen, og dessuten består av blokker av betydelig størrelse, så er det lett begripelig, at de i flere henseender har stor innflytelse på landskapets karakter i almindelighet. Således er til eks. den innflytelse de har på vassdragene i disse så ofte flate egne aldeles avgjørende. De bevirker dannelsen av tallrike småsjøer, de bestemmer disses omrids samt vassdragenes retning i det mindre. Som lange og smale halvøer skyter de ut i sjøene og er ofte på vei til å dele disse i to og således forbinde den ene bredd med den annen ved en naturlig bro, mektige nok til undertiden endog å bli betegnet på landkartene. Det er på denne måte, at enkelte strøk om riksgrensen her blir ikke alene de mest uveisomme i vårt land, men endog absolutt ufremkommelige i alminnelig forstand ..... Mest påfallende i denne henseende er dog disse barrierers virkning ved den øvre del av elven Røa, fornemmelig på dennes sydlige side, hvor ryggene inntar så godt som det hele terreng. En vandring gjennom denne trakt består derfor kun i en idelig klatring opp og ned ad vollene ..... Istedenfor en elv har man her egentlig kun en rekke av tallrike innsjøer, atskilt fra hverandre ved egger og forbundne ved mellomliggende elvedrag av forholdsvis ubetydelig lengde. Innsjøene («Håene») er her hovedsaken, selve elven kun noe underordnet. Når nu hertil kommer, at disse håer ikke alltid har deres lengste utstrekning parallell med elven eller vassdragets hovedretning, og at de atter utskyter armer eller filialer til sidene — alt en følge av eggenes beliggenhet — så fremkommer herved mellom vann og land likesom en strid om herredømmet, en inngripen av det ene i det annet, der sikkert er høyst sjelden i et norsk fjellandskap.»

Eggene består av sand og mindre rullestener som man hyppig ser det andre steder. «De egger, hvorom her tales består derimot

av lutter blokker av ofte hele favners tverrmål, sammendynget til langstrakte, fra 20 til 40 fot høye rygger, der snart etter rette, snart etter bøyde linjer fortsetter på en lengere strekning. Snart er flere innbyrdes parallelle, snart løper de i forskjellige retninger. Den øst-vestlige retning, hvorvel ikke ganske alminnelig, er dog meget hyppig. Fremmete rullestener sees ikke iblant dem.»

Eggene er i allfall i overflaten renvasket for finmateriale. Mellom dem sees mange steder breelvleier med utelukkende store stener, som tyder på, at strømmen har vært rivende.

G. Lundqvist (1937) anser ryggene som dødismorener, dannet i isens sprekker. Han tenker seg, med støtte i Tarrs iakttagelse av Atrevidaglacier i Alaska*) et kortvarig isfremstøt, hverved isen fikk sprekker, hvori morenematerialet raset ned.

En såvidt stor klimasvingning som en der kunne fremkalle et brefremstøt i Femundbassenget kan ikke være samtidig med bresjøtiden i Østerdalen. De eldste bredemte sjøers strandlinjer i Øvre Foldalen har sine utløp på 1100—1200 m's høyde (Kakeldalen, Grimsdalen) så den klimatiske snelinje må i begynnelsen av bresjøtiden her ha ligget enda høyere. I nutiden ligger den i Øvre Foldalen på 1700 m, i Femundstrakten ca. 150 m lavere (G. Holmsen 1916). Øvre Røas nedslagsdistrikt ligger mellom 700 og 1000 m. o. h. Et bremfremstøt i Femundstrakten under bresjøtiden er således ikke sannsynlig.

Åser med rullet grus og sand forekommer sammen med stenryggene også i dalene øst for Femund, om enn ikke i den mengde som på vestsiden. Ved foten av åsene sees ofte blokkfelter av rullet sten.

Langs Elgåen ligger en meget stor gruskjegle, som går ut fra et dødislandskap med egger og grytehull..

I lien nord for Fjellgutusjøen i Elgådalen er der noen meget store åser. Ved skoggrensen ligger en del morenerygger, hvorfra der på skrå ned gjennom lien strekker seg et par veldige åser med rullestensgrus og enkelte spredte store blokker på overflaten. Åsenes skråninger er påfallende steile.

Omkring Valdalen er også avleiret en del breelvsand så vel i uregelmessige hauger som i åser, og mellom Fjellgutusjøen og Valdalen fins et dypt nedskåret breelvleie, så dypt, at det er inntegnet

*) R. S. Tarr: The Yakutat Bay Region, Alaska. — U.S.Geological Survey, Professional Paper 64, 1909.

på rektangerkartet. Dets lengde er ca. 1 km, og bredden opp til 100 m. Det har innfanget smeltevann fra Valas øvre nedslagsområde på høyden 810 m og kan ha ført det over til Elgåas samleområde. I lavere nivå er iakttatt mange tørre elveleier etter breelver, som munner 6—8 m over Femund.

Smeltevannet fra en bredemt sjø i Gruveldalen har en tid rent til Røavassdraget gjennom Grøtådalen, først gjennom skaret mellom Lille Svukuen og Rønsjøruten, senere øst for Grøthogna, hvor der sees flere store breelvløp mellom høydene 905 og 873 m. I Grøtådalen er avsatt store gruskjegler av disse breelver på omkring 800 m's høyde. (NGU nr. 144.)

Fjellviddenes og breskillets dødisspors region.

Jordartene i denne region, som innen landgeneralkart Røros's område ligger mellom dalenes breelvavsetningers og ablasjonsmoreners region og det sparsomme bregrusdekkes, bærer preg av, at de skylder det stagnerende isdekke sin opprinnelse. De hyppig forekommende rygger og hauger av dårlig sortert bregrus likesom de ganske alminnelig utbredte grusåser må oppfattes som sprekke- og tunnelfyllinger i en dødis. Regionens høydegrense bestemmes av disse og av de i fjellsidene opptredende brerandlinjer etter dødisens sammensynkning som Pl. II, fig. 2 viser eksempel på.

Det sandholdige bregrus har innen regionen langt større utbredelse enn det leirholdige. Det stammer hovedsakelig fra sparagmittformasjonen, og er med den nordvestlige brebevegelse ført inn på Trondhjemskifrenes bergunderlag og dekker i alminnelighet den bunnmorene, som stammer fra disse skifre.

Det er intet skarpt skille mellom dalenes breelvavsetninger og ablasjonsmorener, og fjellviddenes dødisspor. Det faller imidlertid naturlig å regne dødismorener, som ligger i dalene med til dalfyllingen. I de store dalfører sydøst for hovedvannskillet støter ofte subglasialt avsatt materiale til dalbunnens breelvdeltaer, likesom der langs lifoten ofte forekommer hauger og rygger av usortert bregrus sammen med kvabbhauger, hvori fins store blokker. Dødisen i dalbunnen har sikkert mange steder etterlatt seg grytehull og grusrygger, men de lavest liggende grytehull er nå fylt, og eggene utjevnet av breelvene. I Femundsbassenget består dalfyllingen hovedsakelig av usortert, blokkrikt bregrus. Jo nærmere en kommer bre-

skillet innen kartbladets område desto hyppigere blir dødismorenene i dalene, og desto større blir både blokkene i seg selv og antallet av dem. I visse strøk ligger morenehauger med store blokker tett i tett, noen steder ordnet på rad og rekke, andre steder hulter til bulter uten orientering, og landskapet er ulendt. Men de når ikke høyere enn til skoggrensen, og over fjellene er det lettere fremkommelig. Spredte grusrygger forekommer dog til høyere nivå, så høyt som denne region når. Rygger av skarpkantet usortert blokkmateriale ligger i skaret mellom Flenskampenes to østlige topper på høyden 1170 m og i en lignede høyde i Svuku og Elgåhogna. Disse, så vel som en grusrygg i Hummelfjellet på et ennå høyere nivå er før beskrevet som botnmorener (NGU nr. 144, og Norsk geol. Tidsskr. B III, 1915). For 40 à 50 år siden ble lignende dannelser på den svenske side av riksgrensen også omtalt i den geologiske litteratur som endemorener etter lokale småbreer. A. G. Høgbom mente, at de helst måtte tilhøre begynnelsen av smeltningsperioden. Som foran omtalt er det etter vårt nåværende kjennskap til forløpet av innlandsisens smeltning i den sentrale del av vår halvøy ikke plass for en så stor klimaoscillasjon som antagelsen av en lokal glasiasjon med botnbreer i de nevnte høyder forutsetter.

Det er mulig, at en grusrygg med materiale som usortert bregrus kan opphopes som en voll nedenfor et sneleie i bratt situasjon. Mange sneleier har i nutiden en kjerne av is. Stener som ramler ned på sneleiet kan gli til de samles ved sneleiets rand og få en form, som muligvis kan forveksles med en liten dødismorene. Det er dog mer sannsynlig at ryggene må oppfattes som dødismorener, idet ur har ramlet ned fra toppene i sprekker i isen.

Bortsett fra den omtvistete opprinnelse av disse ryggformige voller i stor høyde, forekommer spredt over fjellvidden sikre dødisspor som sprekkefyllinger i forsenkninger og som åser i skråninger. Regionens åser kan være bygget av sortert sand og grus, men ofte er materialet i dem så dårlig sortert, at de ikke er til å skille fra sprekkefyllinger. Genetisk hører de glasiale sprekkefyllinger og subglasiale tunnelavleiringer av usortert bregrus også sammen, og det er under kartleggingen ikke gjort forsøk på å skjelne mellom dem. Breelvløp og spylerenner gir gode vink om forløpet av smeltningen innen regionen.

Innen grunnfjellets og sparagmittformasjonens områder er bregruset foruten å være sandholdig også sterkt blokkførende. Bortsett

fra visse strøk i Femundsbassenget er morenen på sparagmittunderlag rikelig blandet med grunnfjellsmateriale, og endog det sandholdige bregrus over trondhjemsskifrene er preget av sparagmittmateriale og tallrike grunnfjellsblokker. Dette tyder på at den langveis transporterte ablasjonsmorene er dominerende i bregrusets sammensetning.

Den øvre grense for fjellviddenes og breskillets dødisspors region må settes ved de høyestliggende dødismorener. Disse kan i enkelte områder ligge så tett og dekke så store arealer, at de gir landskapet sitt eget preg. Det er tilfellet øst for Femund, i Muggås, Røas og Revlingåens nedslagsområder, således som allerede beskrevet av Hørbye. Vest for Femund finner vi lignende landskap øverst i Nørendalen, hvor morenene når til over 1000 m's høyde. Pl. III, fig. 1 viser den stenmark, som brer seg så langt øyet rekker mellom Sålekinna til venstre utenfor fotografiets ramme, og Finrohøgda i Tufsingdalen som stiger opp til høyre på bildet. Gjennom et skar med høyde 988 m fortsetter morenelandskapet mellom Gråhøgda og Finrohøgda mot Tufsingdalen, på hvis vestside det kan følges til Kvernviken i Femund. Flensmarken mellom Flensjøen og Sønderviken i Femund er oppfylt av samme slags morener.

I Aumdalen, syd for Alvdal, ligger et annet område dekket av dødismorener. Nord for Øykjekletten når morenebeltet opp til 930 m. Så vel øst som vest for rektangelkartets «Eggan» ligger veldige morenehauger, som når til 800 m's høyde. Øverst er en stor flate, som heller østover i dalens fallretning. Morenene langs turistveien til Kvislå seter preger landskapet til 900 m's høyde, og enkelte når til 1100 m. Smeltevannet fra Aumdalen har rent nordover gjennom Finbudalen til Sølna, og har jevnet ut de lavest liggende morenehauger til terrasser med dødisgroper. På Aumdalens sydside ved Gamalseteren når morebeltet til 890 m. I lavere nivå sees brerandlinjer med en liten stenrand ytterst. De har fall oppover dalen mot nordvest. Det tykke bregrusdekke når helt opp til uren, som har ramlet fra de frostsprengte topper Øykjekletten og Høgkuven.

Fjellene sydøst for Glåmdalen har et tykt morenedekke til tross for at de når til betydelig høyde. Mellom Nørendalen, Glåmdalen og Hodalen ligger Hummelfjellet med topphøyde 1539 m. Et tykt dekke av bregrus går opp til 1300 m. Ovenfor denne høyde er bregruset blandet med frostsprengt sten fra underlaget. Åsgrus ligger på over 1000 m i Svartåsen, og enkelte dødismorener når til 1250 m.

NOVEDOTTI BIBLIOTEKET

Dype bekkeskjæringer gjennom bregruset på skråningen mot Nørendalen tyder på dets store tykkelse. Schetelig anfører i sin dagbok for 1905 grustykkelsen langs Bubekken til 25 à 30 m. Så stor tykkelse kan bare finnes lokalt.

I området mellom Hodalen, Rausjødalen, Gammeldalen og Glåmdalen er der også et tykt morenedekke på de flate fjellene. Skogen når opp til 980 m, åser og dødismorener til over 1000 m.

Innen trondhjemsfeltets skifre kan bregruset over enkelte områder være mer leirholdig enn sandholdig. Sådanne er på kartet avlagt med den leirholdige morenes farve. Hvor fyllitt danner berggrunnen gjør det leirholdige innslag i bregruset seg sterkt gjeldende. Fyllittmorenen har litet av fremmete blokker. Jordarten er finkornig, mullaget tykt og jordbunnen ofte tuet. Myrene er artsrike gressmyrer. Ovenfor tregrensen veksler gressletter med kratt av gråvidjer, og med bevoksninger av dvergbirk. Gråvidjene fins hvor der er fuktighet, og vokser på en bunn av humusblandet slam. Dvergbirken foretrekker en tørr bunn. Hvor morenen har stor tykkelse og ligger i bratt skråning går det ofte jordskredd i det leirholdige grus. I forsenkninger er det leirholdige bregrus dekket av sandholdig.

På fjellene nord for hovedvannskillet *er det utjevnete bregrus i stor utstrekning dekket av torvjord.* Når en stiger opp på fjellet fra Gauldalen passerer en først den morenedekkete dalside, alminneligvis med morenehauger opp til skoggrensen, og ovenfor følger utstrakte myrstrekninger på begge sider av dalen. Men selv hvor der ikke er myr sees et humuslag av anseelig tykkelse over bregruset. Denne sone med torvjord og lynghumus over bregrus når på dalens nordside til omkring 800 m's høyde, på sydsiden til ca. 900 m. Bregruset har bare et par meters mektighet, og skjæringer viser, at det er bunnmorenegrus med skurestener. Ovenfor 8—900 m's høyden er gruslaget ennå tynnere, og på skiferberggrunn er det tydeligvis hovedsakelig forvitringsgrus. Omkring grubeområdet i Kletten, nord for Vingelen, er der røskningsgrøfter, som viser rik tilblanding av det skifrige bergunderlag i bregruset, hvis tykkelse er et par meter. Noen steder ligger skiferen like i dagen, men er så forvitret at den knapt skiller seg fra bregruset. Morenedekket har dog stort sett betraktelig mektighet til 1080 m's høyde. Over denne høyde er der et tynt lag av løsmateriale over berget med en bevoksning av gressfly.

Rektangelkartene Rennebu, Haltdalen og Stuesjø viser hvor stor

utbredelse myrene har i denne høyderegion. Det er for det meste sphagnummyrer, dels gressrike, dels mosrike. De gressrike forekommer til og med i bratte skråninger, hvor en skulle tro, at grunnvannet sirkulerer raskt, og allikevel kan torvdybden være metertykk. Torvdannelsen her må derfor mere skyldes klimatiske betingelser enn jordbunnsmessige. Den korte og kolde sommer i høyfjellet begunstiger torvdannelsen.

Den store myrstrekning i Nedalen, som fra Nea strekker seg nesten til Stugusjø, består av gressrike mosemyrer, striper av bjønnskjeggmyr og sumper med starr (carex rostrata). Underlaget er mest fin sand og grus, som her og der stikker opp av torven, som sjelden er over 1 m tykk.

Nær hovedvannskillet fins store områder av torvjord på bregrus mellom Lonas og Yas tilløp, mellom Kjurrudalen og Glåmdalen, samt nord for Aursunden.

I det førstnevnte område ligger omkring Gjersjøhøgda og Ravaldsletfjell et belte fra 900 m's høyde til 1100 m hvor myrer veksler med kratt av gråvidjer og dvergbirk. Ved 900 m ligger dødismorenenes høydegrense, men bregruset synes å ha stor tykkelse også ovenfor denne høyde. På toppen av Gjersjøhøgda (1210 m) er en gressfly på et tørt underlag av bregrus, hvorfra tallrike vandreblokker stikker frem. De fjell, som når over 1100 m's høyde er brunlige med sin bevoksning av gresshede. Renlav er her ikke fremtredende.

Området øst for Kjurrudalen ligger lavere enn det foregående og har en masse myr og vidjekratt fra skoggrensen til 900 m's høyden.

Liene nord for Aursund er på kartet tegnet som torvjord over bregrus til tross for at myrarealet her nok er betydelig mindre enn hardbakkens areal. Området har imidlertid en meget frodig vegetasjon, som gir rik mulldannelse over den fyllittrike bunnmorene. Myrstrekningene er fortrinsvis gressmyrer. Lienes plantevekst er så rik, at liene før i tiden har vært ettertraktet som slåtteland.

Det sparsomme bregrusdekkes region.

Et spredt og tynt jorddekke over berggrunnen finner vi hvor isen var i bevegelse helt til marken ble bar. Istykkelsen var her under stagnasjonen så liten, at isen ikke inneholdt meget morenemateriale. I de aktive breers smeltningsområde ble bregruset ført vekk fra området til lavere nivå like fort som det ble ført inn i det, i kystsonen helt ned til den submarine region.

Ettersom stagnasjonen skred frem mot innlandet kom det sparsomme bregrusdekkes region til å bli liggende i større og større høyde. Innen det område, som generalkart Røros omfatter når vi i Haltdalen regionen i 800 m's høyde, og i Ålen har fjellene et spredt og tynt bregrusdekke fra 900 m. Regionen ligger oppdelt i øyformige partier over fjellviddenes og breskillets dødisspors region, og jo lengere vi kommer inn i landet, desto høyere opp må vi stige for å møte de spredte rester av det sparsomme bregrusdekke. I bresjøområdet må regionen søkes i 1000 m's høyde eller høyere. Der hvor bresjøområdets høyeste vannflater forekommer, i Øvre Foldals fjelldaler, finner vi også de høyestliggende dødismorener og spylerenner hvorav enkelte kan nå over 1250 m's høyde. Sydøstover mot breskillet forekommer ikke dødisspor til så stor høyde. Det høyestliggende, en ås i den nordvendte botn Stygroa i Sålekinna ligger på rektangelkartets kote 1150. Ovenfor høydegrensen for dødissporene møter vi som regel det sparsomme bregrusdekkes region, hvor berggrunnen hyppig stikker frem.

Det sparsomme bregrusdekke i denne region skyldes som nevnt at isdekket var tynt da isens bevegelse stagnerte. På fjelltoppene ligger vandreblokker på den oppstikkende berggrunn eller på spredte flekker av langveis transportert morene. Morenerygger forekommer ikke.

Kun på et litet område vest for Skardørsfjellene kan der råde tvil om det er aktive breers endemorener eller om det er dødismorener, som forekommer der.

Det er to botner, skar, som på rekangelkartet betegnes som Skardøren. Det nordligste har passhøyden 1016 m, det sydligste 1197 m. Nord for den nordligste Skardør er fjellet 1433 m høyt, og syd for den sydligste 1534 m. Bratte bergvegger stiger opp til de høye fjell på skarenes sider.

Der hvor skarene munner ligger morenerygger, som kan være lagt igjen av aktive breer opp til 920 m's høyde. De ser ut som endemorener foran botnbreer fra skarene, men da de ligger i sterk helling kan de også være sprekkefyllinger. En mengde store blokker ligger mellom de to elver fra skarene. Ovenfor 1030 m's høyde begynner ur, som fra 1100 m's høyde er nesten vegetasjonsløs, og som fra 1200 m's høyden danner en storblokket stenfly over en berggrunn av grunnfjellsgranitt.

I Gaulas nedbørområde er regionen preget av et tynt lynghumuslag over berggrunnen. Bregruset er underordnet, men sees på værhårde steder i vegetasjonsløse pletter. Forskjellige lavarter og dvergbirk vokser på humusdekket, og det er sannsynlig, at det er denne planteveksten, som har gitt opprinnelsen til det tynne humuslag.

På Harsjøfjell (1243 m) syd for Øyungen i Ålen, Pl. III, fig. 2 er i ca. 1200 m meget av berggrunnen synlig. Mellom bergknattene vokser lavteppe med krekling og dvergbirk. Det grus en ser er for en del forvitringsgrus med enkelte vandreblokker, og det ligger fortrinsvis i de samme groper som sneleiene. Det er til dels et grovt grus, som fra sneleiene føres ned til bekkefarene. I forsenkningene veksler tørre moserabber med smale myrstrøk med gråvidjer på humusjord. Fjellenes farve er brunlig grå, om sommeren med et svakt grønlig skjær, som skyldes dvergbirk i flekker og striper.

Nord for Aursunden ligger det sparsomme bregrusdekke ovenfor 1000 m's koten. Berggrunnen består for en stor del av lett forvitrende skifre, og på enkelte steder, eksempelvis syd for Riasten, er forvitringsgruset så tykt, at berggrunnen ikke trer frem annet enn i skikthodene, som danner rygger av form som små åser i strøkretningen.

På vannskillet mellom Gaula og Glåma i Riastenstrøket sees i skråningen av Kjølifjell og Grønlien tallrike dødismorener i lavere nivå enn brerandlinjene utover Gaulas dal. Omkring Riasten når ikke dødissporene høyere enn til 870 m, og lengere øst ved Vigelsjøen ligger de ennå lavere.

Bregruset på vannskillet mellom Gaula, Glåma og Tya er tynt og preget av den skifergrunn det dekker. Farven er ofte svart. I bekkeleiene sees breggrunnen.

Innen sparagmittformasjonens og grunnfjellets område er re-

gionen med det sparsomme bregrusdekke nærmest å karakterisere som en lavbevokset stenfly. I Femundsbassenget kan regionen være skarpt avgrenset mot et belte av dødismorener. Mange steder er en i uvisshet om det storblokkete grus skal ansees som bunnmorene eller om det er frostsprengt ur, således i kvartsfjellet mellom Femund og Tufsingdalen hvor blokker av konglomerat eller grunnfjellsgranitt ikke er å se i høyde over 900 m, mens det er fullt av dem i lavereliggende forsenkninger.

Foran er omtalt noen steder, hvor dødismorenene går til stor høyde, og hvor følgelig det høydebelte regionen dekker mellom fjellviddenes dødisspor og det frostsprengte høyfjell er smalt. Alminneligvis når dødissporene større høyde på fjellenes leside av den siste brebevegelses retning enn på støtsiden. På sydsiden av det nesten 1600 m høye fjell Sålekinna ligger dødismorener opp til 870 m's høyde, mens de på nordsiden når til 1150 m. Lengere mot øst på lesiden av Blåkletten, er den øverste del av Nøras dal fylt av dødismorener til 1100 m's høyde.

Når en innen sparagmittområdet kommer ovenfor de høyeste dødisspor stikker ofte benker av berggrunnen frem. I forsenkninger mellom dem er myrstriper eller moserabber hvor vandreblokker raker opp av det tynne jorddekke. På strekninger med liten helling vokser et sammenhengende, frodig lavdekke. Stien fra Tufsingdalen til Femundshytta går over flatt lende og tegner seg svart bortover hele fjellet fordi humuslaget under renmosen er blottlagt under tråkket. I flekker og striper vokser krekling og fortrykt dvergbirk, sjeldnere røslyng i lavteppet. De frodige gråvidjekratt, som er så utbredt på trondhjemsskifrene, mangler på sparagmittbunnen. På middels steil skråning av høye fjell som Elgepiggen (1604 m), Gråhøgda (1370 m), Østre Gråhøgda (1435 m) o. fl. sees striper av dvergbirk hvor fuktighet siger nedover fjellsiden i den ellers tørre mosefly. Vegetasjonens underlag er foruten det tynne lag av bregrus forvitret, løssprengt sten fra underlaget.

Innen sparagmittformasjonens og grunnfjellets områder er det ikke usedvanlig, at det sparsomme bregrusdekkes region mangler mellom fjellviddenes og breskillets dødisspors region og det frostsprengte høyfjells. Således når i høye fjell som Svukuen, Elgepiggen, Høgkuven, Øykjekletten og Veslesølenkletten m. fl. det tykke bregrusdekke helt opp til det frostsprengte høyfjells region.

Det frostsprengte høyfjells region

kunne kanskje i geologisk henseende betraktes som den øverste kalott av det sparsomme bregrusdekkes region og innbefattes i denne. Men kalotten er så sterkt preget av iøynefallende virkninger på jordart og berggrunn fremkalt av hyppig veksling mellom frost og opptining, at den berettiger en utskillelse som en egen jordartregion. I høyfjellet er insolasjonen sterk. Derfor fryser det vann som står i bergets sprekker og i grusets hulrom oftere her enn det gjør i lavere høyder, og den utvidelse vannet får når det fryser skjer med stor kraft. Berggrunnen sprenges løs til større eller mindre stener, gruset ordnes i eiendommelige jordbunnstrukturer og i skråninger siger det langsomt nedover. Solifluksjonsfenomener og annen televirkning er så alminnelig utbredt i høyfjellene, at de karakteriseres som de omleirete jordarters region. (G. Lundqvist 1948.)

På de høyeste fjell ligger et lag frostsprengt sten så tykt, at det kan være vanskelig å finne den faste berggrunn under det. Dette er stenflyenes sone. Er områdene vidstrakte kalles de blokkhav.

Nedenfor den sammenhengende stenfly ligger atskilte stenrøyser. Mange steder ser en spor etter sneleier, hvor sneen har tint bort i de senere års varme sommere. Uren er vegetasjonsløs og lys av farve i motsetning til den mørkere, lavbevokste som sneen i tidligere år ikke har dekket i sommertiden.

Enkelte vandreblokker vitner om, at isen engang har beveget seg selv over de høyeste fjell innen det område generalkart Røros omfatter. På Store Svukuen (1410 m) fins blokker fra det svenske Frønbergets øyegneis helt til toppen, og i Sålekinna er blokker av dolomitt, som ikke hører underlaget til, funnet på vel 1400m's høyde. I Rendalssølen går fremmete blokker opp til 1640 m.

Det er særlig innen sparagmittformasjonen at de vegetasjonsfattige stenflyer er utbredt over fjellene. På forholdsvis flate fjell må vi opp i 1100 m eller mer for å møte dem, men på skråninger ligger ur til langt lavere nivå. På bratte steder ramler de frostsprengte stener utfor skråningen ettersom de løsner.

Også grunnfjellseruptivene i Skardørsfjellene er i stor utstrekning dekket av frostsprengt sten således som foran omtalt. Fremmete blokker er ikke sjeldne til 1200 m's høyde. Ovenfor dette

nivå er sammenhengende stenfly, men urer kan ligge i langt lavere høyde innunder oppstikkende berghammere.

På høyfjellene innen Trondhjemsfeltets krystallinske skifre gjør andre frostfenomener seg sterkt gjeldende.

Nedenunder snefonner, som ligger lenge utover sommeren siger den fuktige jord nedover skråningen. Jorden er oppbløtt dels av sne, som smelter og dels fra det smeltende telelag i sneleiets ytterkant. Jorden glir på telelaget hvorved der dannes sigjordtunger. Pl. IV, fig. 1 fremstiller sigjordtunger på østhellingen av Muggruvkampen (1020 m), Rugldalen. På østsiden av Mosebuhøa i Hummelfjellet er store sigjordtunger ned til 1100 m. På Tverfjellet, et skiferfjell syd for Forelhogna, er solifluksjonstunger meget utbredt. De går her ned til 1050 m og dødismorenene på samme fjell når opp til 990 m.

På høyde over 1100 m er tuemark hyppig å se. Tuene er ofte gresskledt (Nardus stricta) som på fotografiet Pl. IV, fig. 2 fra 1200 m's høyde, men kan også være bevokset med lyng og lavarter. Salix herbacea vokser på tuer nedenfor sneleier. Innen områder som på kartet er betegnet med torvjord over bregrus forekommer meget ofte tuemark. Mellom Hesjedalen og Ålen ligger således i beltet 850 til 900 m tuer av fast, sandblandet torvjord. Tuene kan være henimot 1 m høye, noen er langstrakte, andre er runde med et par meters tverrmål.

Hvor plantedekket er glissent sees polygonmark som følge av frostvirkningen. På stenrikt grus fremkommer stenringer (G. Holmsen 1955) og hvor jorden er finkornig en polygonmark med lave tuer.

Anvendt litteratur.

Hansen, Andr. M.: Om seter eller strandlinjer i store høyder over havet.
Arch. f. Math. og Naturv. B 10, 1886.
— Strandlinjestudier.
Arch. f. Math. og Naturv. B 14, 1890 og B 15, 1891.

Holmsen, Gunnar: Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen.
Norges geol. Unders. nr. 73, 1915.
— Tekst til oversigskart over Østerdalen—Fæmunds-strøket.
Norges geol. Unders. nr. 74, 1915.
— Om sporene efter en lokal brædannelse yngre enn storbræens avsmeltningsperiode i den skandinaviske halvøs bræsjøområde.
Norsk geol. Tidsskr. B III, 1915.
— Rendalens bræsjø.
Norges geol. Unders. nr. 79, 1916.
— Snegrensen i Norge.
Festskrift til professor Amund Helland. Det Mallingske bogtrykkeri. Kr.ania 1916.
— Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 144, 1935.
— Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 148, 1937.
— og Holmsen, Per: Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 175, 1950.
— Oslo. Beskrivelse til det kvartærgeologiske landgeneralkart.
Norges geol. Unders. nr. 176, 1951.
— og Oftedahl, Chr.: Øvre Rendal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 177, 1952.
— De fem jordartregioner i Norge.
Norges geol. Unders. nr. 195, Årbok for 1955.

Holmsen, Per: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden.
Norges geol. Unders. nr. 158, 1943.

Holtedahl, Olaf: Norges geologi.
Norges geol. Unders. nr. 164, 1953.

Hørbye, I. C.: Det erratiske Phænomen på Rigsgrænsen.
Nyt mag. f. naturv B 8, 1855.
— Observations sur les Phénomènes d'erosion en Norvège.
Universitetsprogram for 1 semester 1857.
— Fortsatte iagttagelser over de erratiske phænomener.
Nyt mag. f. naturv. B 10, 1859.

Lundqvist, G.: Sjøsediment från Rogenområdet i Härjedalen.
Sveriges geol. Unders. Årsbok 31, 1937.
— De svenska fjällens natur.
Svenska turistföreningens förlag. Stockholm 1948.

Marlow, Wolmer: Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 145, 1935.
Oftedahl, Chr.: Om sparagmitten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal.
Norges geol. Unders. nr. 161, 1943.
Resvoll-Holmsen, Hanna: Fra fjeldskogene i det østenfjeldske Norge.
Tidsskr. f. skogbruk, 1918.
— Om fjeldvegetationen i det østenfjeldske Norge.
Arch. f. Math. og Naturv. B. 37, 1920.
— Om planteveksten i grensetrakter mellem Hallingdal og Valdres.
Videnskapsakademiet i Oslos skrifter. Matem.-Naturv. Kl. 1931.
Reusch, Hans: Geologiske iagttagelser fra strøget i nord for Fæmundsjøen.
Forh. i Videnskabs-selskabet i Christiania 1896.
— En eiendommelighed ved Skandinaviens hovedvandskille.
Norsk geol. Tiddskr. B I, 1910.
Schetelig, J.: Sparagmitgrensen i nordvest. Tekst til oversigtskart Østerdalen—Fæmundstrøket.
Norges geol. Unders. nr. 74, 1915.
Streitlien, Ivar K.: De løse avleiringer. Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart.
Norges geol. Unders. nr. 145, 1935.

Der henvises til følgende geologiske kart:

Målestokk 1 : 100 000.

Foldal, Wolmer Marlow. NGU nr. 145.
Nordre Femund, Gunnar Holmsen. NGU nr. 144.
Søndre Femund, Gunnar Holmsen. NGU. nr. 148.
Tynset, Per Holmsen og Gunnar Holmsen. NGU nr. 175.
Øvre Rendal, Chr. Oftedahl og GunnarHolmsen. NGU nr. 177.

Målestokk 1 : 400 000.

Østerdalen—Femundstrøket. Gunnar Holmsen. NGU nr. 74.

Målestokk 1 : 1 000 000.

Berggrunnskart over Norge. Holtedahl og Dons. NGU nr. 164.

Summary.

Røros.

Geological map of glacial and postglacial deposits.

Maps previously published in this series: *Oslo,* NGU No. 176, *Oppland,* NGU No. 187, *Hallingdal,* NGU No. 190. The principles and aims of the mapping of quaternary deposits are outlined in NGU No. 176.

The present map, dealing with the quaternary deposits of Røros, is partly based on existing maps of a larger scale, certain of which have been published. Areas not geologically mapped beforehand were surveyed in the usual manner, the object being the accumulation of material for a general quaternary map. Special missions have supplemented previous inadequate observations.

Fig. 1 shows the various areas surveyed by the geologists concerned. Fig. 2 shows the areas of bedrock covered by the map, as well as glacial striae.

Bedrock, and its influence on vegetation.

The Eo-Cambrian sparagmite group extends over the South-Eastern part of the area. It is interspersed with «windows» of Archaean rocks. Strata of quartzitic rock alternate with quartz conglomerates and, occasionally, slatey limestone. The chemical composition of the sparagmite corresponds roughly to that of a granite. The slowly disintegrating rock makes for a meagre soil, only locally improved by the less predominant limestone. The sparagmite accounts for a dry and sandy moraine featuring a profusion of erratics.

The predominating Archaean rock is a medium or coarse-grained granite yielding, upon erosion, a moraine similar to that

of the sparagmite, scarcely supporting vegetation. Certain granites, however, contain lime, a metamorphic product of the original plagioclase that provides more favourable conditions for growth than does the average granite moraine.

The altered Cambro-Silurian sediments and Caledonian intrusives of the Trondhjem Region are encountered Northwest of the sparagmite group. Limestone, quartz and mica schists, greenstones and phyllites occur. The greenstones of the area, alternating with these sediments, probably originate from volcanic rocks, tuffs and lavas. Among the intrusives should be mentioned gabbros and trondhjemite dykes as well as barren serpentinite bodies.

Upon decomposition the phyllites, usually rich in lime, provide a deep layer of fertile soil. The volcanic rocks do not suffice to influence the general composition of the moraine. Therefore, the Trondhjem Region rocks provide a substratum more favourable to vegetation than do the moraines of the sparagmite group or those of the Archaean granite.

The type and degree of mechanical decomposition greatly influences the soil. Fine-grained soil provides nutrients favourable to vegetation. If sufficiently moist, fine-grained soil will provide an abundancy of humus. Boundaries between rock types with different soil-promoting agencies can be recognized by the marked difference in vegetation. This contrast may be due either to varying lime contents in the rock types or to variations in mechanical decomposition. In the mountainous parts of the sparagmite area, the meagre soil mainly sustains dwarfed shrubbery, lichens and sphagnums, whereas the more fertile soil of the phyllite group will provide perfect conditions for grasses and herbs. The sphagnum bogs, characterized by a vegetation of *sphagnum* species interfering with heather and grass, predominante within the sparagmite area, while pure grass bogs characterized by *drepanucladus* species rather than sphagna are common in phyllite areas.

Inland Ice, Melting and Movement.

During the last stage of the glacial age the inland ice moved Northwestwards against the slope of the land (see Fig. 2, glacial striae). By means of striae and the movement of erratics I. C. Hørbye (1855) observed a transport in that direction of what is now inter-

preted as glacial drift. At the time of Hørbye's observation, the glacial theory was not yet generally adopted.

Considerable amounts of originally sparagmitic sand and gravel have been deposited in the Trondhjem schist region. The abundance of sparagmitic sand covering the tributary valleys of Glåma is proof of a period when heavy transportation of material in a North-Westerly direction was taking place.

It is to be presumed that the glaciers marking the commencement of the last ice age formed in the high regions. In Eastern Norway these valley glaciers combined to form a major inland ice. At this point the original South-Easterly trend was diverted to a North-Westerly movement. At different stages, therefore, the glacial shed was differently situated. Glacial striae and erratics observable to-day give a general indication that these events occurred during the last stage of the ice-age.

During the period of wastage the thin ice of the mountain regions vanished before the considerably mightier ice of the valleys. Consequently, the water from the wasting ice was confined between the ice- and water sheds. The inland ice covering the Eastern valleys formed a dam which pent up the resulting water to the level of the open passes leading to the rivers Driva, Orkla and Gaula.

In the valleys North of a line drawn from Koppang through the Northern part of lake Storsjøen and the Southern extremity of lake Femunden traces of ice-locked lakes are to be seen as shore lines and sediments. The position of the ice border at that stage may be deduced from the altitude of a shore line as compared to that of a corresponding pass bearing traces of the outlet of a glacier-dammed lake.

The earliest known ponds of glacial water were situated in Øvre Foldal, outside the boundaries of this map. Water from these reservoirs had its outlet within the fluvial basin of the Driva river.

Within the area covered by this map the water flowed swiftly Northwards through Rødalen, joining the Orkla river through a pass 921 metres above sea level. As the rate of thaw increased, ice-free passes appeared at lower and lower altitudes until the 720 m. niveau was reached. A great lake fringed the 720 m. niveau. This is indicated by shore-lines at either side of the Glåma valley from Alvdal Northwards as far as Os. Water from this lake, which is called the *Upper Glåmsjø*, joined the Orkla river.

Lower Glåmsjø has become the name of the last and most extensive glacial lake, shore-lines of which remain in the Glåma valley and its tributaries as well as in the Rena valley. Water from the Lower Glåmsjø escaped through a pass at the water-shed 666 m. above sea level between the valleys of Glåma and Gaula, whence it joined the Gaula river. Corresponding shore-lines on the slopes at either side combine with sediments in the valley to indicate that an open lake filled the valley as it expanded at Tynset and Alvdal.

Lower Glåmsjø drained in stages. The initial bursting of the ice-dam took place in the Rena valley. As the surface lowered there, water from the Glåma valley rushed through the Jutulhugget canyon (Pl. I, Fig. 1). The confining height of Jutulhugget, i. e. 509 m., appeared as another niveau in the Glåma valley. The lake surface at this level left a number of accumulation terraces between Tolga and Koppang.

Marine Sediments

do not occur within the boundaries of this map. The Gaula valley was filled by dead-ice during the maximum of submergence. The sea level was, however, responsible for the accumulation terraces at Singsås and at Snøan in Soknedalen situated at 207 m. and 201 m. respectively.

The Region of Glacio-Fluvial and Ablation Morainic Deposits in the Valleys.

The type and amount of postglacial deposits in the valleys Northwest of the country's main water-shed differ morphologically from those Southeast of it. The former valleys are narrow and deeply cut into bedrock at the lower part of their course. The sediments in these valleys consist of a shallow layer of morainic gravel through which bedrock appears extensively. The latter valleys are wide and well covered by glacial gravel that may attain considerable depth.

The valleys of Eastern Norway generally cross the water-shed without altering their direction. Thus the valley of Orkla is the extension of the Tonna valley, Vangrøfta continues into Budalen, and Kjurudalen and the Glåma valley extend into Hesjedalen and the Gaula valley respectively.

As pointed out by Reusch (1910) the rivers of Western Norway, falling more steeply, eroded into the region of the Eastern rivers, thus edging the water-shed Eastwards. This process has even taken place in the areas dealt with in the present paper. Erosion of the valleys in the Trondhjem district is, however, more noticeable in the deeply eroded lower parts than near the water-shed, where they still resemble the broad Eastern rivers.

North of the water-shed the upper parts of the valleys feature glacier-border formations along the slopes and dead-ice landscapes on the floor of the valley. Several of them show lateral drainage channels caused by the melting ice dammed South of the water-shed. Eskers occur extensively. Particularly powerful glacial streams might cut a canyon through solid rock, as exemplified by the river from Lower Glåmsjø on its course to the Gaula valley.

South of the water-shed the valleys are largely covered by glacial and post-glacial sediments, some appearing as hills and ridges, some as flat terraces deposited by glacial streams. Occasionally the latter may show a steep distal limitation resulting from their having been built up against a remaining mass of dead ice. These plains occur on the slopes as well as on the floor of the valley. The slope variety are deltas of accumulated sand and gravel deposited in glacier-dammed lakes by tributary rivers. Pl. I, Fig. 2 represents a terrace of this type.

«Kvabb» is the name given a particular sediment of fine and uniformly grained sand normally deposited in stagnant ponds along the margin of the inactive glacier and even in ice caves and hollows. The kvabb deposits occur as mounds shaped like morainic hills as the slopes and the bottom of the valley merge, attaining considerable thickness. They appear among gravel hills according to no discernible system. Kvabb tends to become saturated during periods of thaw when it will slide down the slopes, thereby acquiring a stratification that conforms to the contours of the ground.

At the inner edge of the flat bottom of the valley, a zone of sand and gravel ridges commonly occur along the slope. These ridges, having evaded the smoothing effect of the glacial rivers, may consist of stratified or non-stratified material. Ridges not visibly stratified are marked on the map by the red rings indicating moraines. They should be interpreted as ablation moraines or as sediments deposited in glacial crevices. Some of the morainic matter from

hanging glaciers or snow-layers on the sheer slopes may have been transferred to the valley glacier below.

Eskers were deposited during the melting of the dead ice. Their common occurrence suggests that dead ice remained extensively in the valleys even after the glacial lake period.

At page 25 reference is made to certain terrace stages presumably due to the lowered level of the Lower Glåmsjø lake during its drainage via Jutulhugget. Terraces older than these stages are encountered in the tributary valleys. Six terrace stages are known at the outlet of the river Einunna in Foldal. Cuttings caused by brooks show bedded deposits on top of assorted glacial gravel. In some localities the depth of the terraces may exceed a hundred metres. Pl. II, Fig. 1 shows glacial lake terraces at various altitudes.

Eskers are observed at the bottom of all the tributary valleys from the Southeast.

The Femunden basin is characterized by morainic ridges full of boulders that are interpreted as dead-ice moraines formed in glacial crevices (G. Lundquist, 1937).

The Region of Dead-Ice Traces on the Mountain Plains and along the Ice-Shed Area.

The soils in this region obviously originate from the stagnant ice-sheet. Dead-ice moraines and eskers are typical remains. The region is limited by the altitude reached by lateral drainage channels. Pl. II, Fig. 2 shows the upper limit, small gullies at the margin of the vanished dead-ice (Skardørsfjellene, 800 m. above sea level).

No definite boundary exists between the valley region of glacial stream deposits and ablation moraines and that of dead-ice traces of the mountain plains. It seems natural, however, to consider the dead-ice moraines in the valleys as belonging to the former region, whereas those situated above the valleys readily fall into the category of mountain plain region. Toward the ice-shed within the boundaries of this map the occurence of dead-ice moraines increases as does their boulder content both as regards the number and the size of the boulders they contain.

Stray dead-ice moraines occur at altitudes of 1100—1200 metres. Somewhat lower down, at about 1000 m., they may cover

large areas quite densely, as in the Femunden basin (Pl. III, Fig. 1) and in a number of other locations near the ice-shed.

Glacial gravel within the schists of the Trondhjem Region may be clayey rather than sandy. On the map, such areas are indicated as clayey moraine. The clayey tendency is particularly marked on phyllitic bedrock. Phyllitic moraine holds a relatively small percentage of alien boulders, and the fine-grained soil is generally characterized by hillocks.

North of the main water-shed, the glacial gravel of the Mountain plains is largely covered by peat. Ascending from the Gaula valley one will encounter, at first, the valley slopes covered by moraine and scattered with morainic mounds. Above the tree limit, vast peat bogs extend on either side of the valley. Where bogs are absent a fairly deep layer of humus covers the glacial gravel. Brief and cold summers are favourable to the formation of peat, and the zone of peat and heather humus extends to about 800 metres above sea level at the Northern edge of the valley; the corresponding level on the South side occurs at 900 m.

The Region Sparsely Covered by Morainic Drift.

Where the thickness of the ice-sheet was inconsiderable during the stagnation period, bedrock is sparsely covered by quaternary deposits. In the wastage area of active glaciers, gravel passed swiftly on its downward course. In the coastal zone it was carried into the submarine region.

As stagnation advanced inland, the region of sparse glacial gravel gained altitude. On this map the region appears at 800 m. in Haltdalen, whereas in the mountains of Aalen it commences at 900 m. It occurs as isolated patches across the region of dead-ice traces on mountain plains and along the ice-shed; the further inland, the higher one must ascend to encounter the scattered remains of the sparse cover of glacial gravel, — up to a thousand metres and more in the glacial lake area. The mountain valleys of Øvre Foldal demonstrate the highest site of dead-ice moraines and lateral drainage channels, some of which have been observed above 1250 m. At their upper limits the region sparsely covered by glacial gravel interspersed with patches of bared bedrock replaces these dead-ice traces.

Within the fluvial basin of the Gaula river a thin layer of heather humus over bedrock characterizes the region. The soil sustains lichens, heather and dwarfed birch — *Betula nana* —, and was probably produced, originally, by that group of vegetation. Bedrock is extensively bared at Harsjøfjell, 1243 m. (Pl. III, Fig. 2). Between projecting outcrops of bedrock the ground is covered by a carpet of lichens and dwarfed birch with a scattering of erratic boulders. Disintegration gravel prevails. — A similar thin layer of disintegration gravel partly covers bedrock at the water-shed between the rivers of Gaula, Glåma and Tya.

The upper boundary of the region, as indicated by the height of dead-ice moraines and marginal channels, is normally found to be lower on the proximal side of the mountains than on the distal side. Ridges of bedrock emerge above the upper boundary of dead-ice traces. Erratics scatter the ground between the ridges. The thin soils is peaty or moss-covered.

Within the area of the sparagmite group and the Archaean granite, the region sparsely covered by morainic drift is often totally absent. Thus, a deep deposit of glacial gravel from the stagnation area adjoins the high mountain region of frost-split rocks.

The Mountain Region of Frost-Split Rocks

could be included, geologically speaking, in the region last discussed. However, the striking effect which the soil demonstrates, of frequent alternate periods of frost and thaw, warrants the use of a special term. The prevalence of solifluction and other frost phenomenae at high levels suggests the term «disturbed soils region» (G. Lundqvist, 1948).

The Zone of Rocky Plains designate the frost-split rocks covering the highest mountains so as to disguise bedrock almost completely.

Isolated rock-strewn slopes occur below the continuous cover of rocks on the plains. A succession of warm summers have thawed fields of permanent snow on the slopes. This can be recognized by the light colour of the recently exposed rocks that have not yet acquired the darker hue of lichen which prevails upon the surrounding rocks.

Rock-covered plains devoid of vegetation are common mainly within the sparagmite group. In relatively flat mountain terrain they are usually found at altitudes of 1100 m and more, while on slopes they occur as rock-falls considerably lower down.

Solifluction phenomenae are common in the phyllite mountains within the Trondhjem Region. The descent of soggy soil, released from beneath lingering snow, causes solifluction walls (Pl. IV, Fig. 1).

Fields of hillocks occur extensively above 1100 m. The hillocks may be covered by grass *(Nardus stricta)* as shown in Pl. IV, Fig. 2, or by heather, lichens or various *Salix* species. Expanses of yard-high hillocks occur commonly within the area indicated on the map as peat over morainic drift.

PLANSJER

Fig. 1. Jutulhuggets åpning mot Tyldalen.
The outlet of Jutulhugget into Tyldal.

Fig. 2. En bresjøterrasse i Sølnas dal på Nedre Glåmsjøs nivå.
A glacial lake terrace in the valley of Sølna at the level of Lover Glåm lake. G. H. fot.

Fig. 1. Bresjøterrasser ved Moan, Foldal.
Glacial lake terraces at Moan, Foldal. G. H. fot.

Fig. 2. De øverste brerandlinjer i Skardørsfjellene.
The highest lateral drainage channels in Skardørsfjellene G. H. fot.

Fig. 1. Dødismorener på 1000 m. o. h. i Nørendalen.
Dead ice moraines at 1000 m. a. s. in Nørendalen. G. H. fot.

Fig. 2. Fra det sparsomme bregrusdekkes region. Harsjøfjell. (1243 m).
From the region sparsely covered by morainic drift. Harsjøfjell. (1243 m).
G. H. fot.

Fig. 1. Solifluksjonstunger i Muggruvkampen. (1020 m).
Slowly sagging earth walls at Muggruvkampen. 1020 m). G. H. fot.

BIBLIOTEKET

Fig. 2. Tuemark i 1200 m's høyde. Foldal.
Field of hillocks at a level of 1200 m. a. s. Foldal. H. Resvoll-Holmsen. fot.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Kvartærgeologisk kart

RØROS

Oslo 1956.

Landgeneralkart over Norge i 1:250 000

Blad XI

Torvjord (Lynghumus) over bregrus
Peat (heather-humus) over morainic drift

Berggrunn
Bedrock

Blottet
Exposed

Med sparsomt dekke av leirholdig bregrus
Sparsely covered by clayey morainic drift

Med sparsomt dekke av sandholdig bregrus
Sparsely covered by sandy morainic drift

Med sparsomt dekke av torvjord og lynghumus
Sparsely covered by peat and heather-humus

Med sparsomt dekke av forvitringsgrus
Sparsely covered by disintegrated rock

Kombinasjoner (eks.)
Examples of mixtures

Sparsomt dekke av sandholdig bregrus og lynghumus
Scarce cover of sandy morainic drift and heather-humus

Sparsomt dekke av leirholdig bregrus og forvitringsgrus
Scarce cover of clayey morainic drift and residual soils

Skuringsstripe med observasjonspunkt
Glacial stria with point of observation

Breelvløp, spylerenne
Glacial stream gully, lateral drainage channel

Strandlinje i bresjø
Glacial lake shore

Utarbeidet på grunnlag av landgeneralkart Røros
Litografert og trykt i Norges geografiske oppmåling 1956

Målstokk 1:250 000

Angående utforskingen av den geologiske kartlegging henvises til Gunnar Holmsen N.G.U. nr. 190.