

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 177

# ØVRE RENDAL

BESKRIVELSE  
TIL DET GEOLOGISKE REKTANGELKART

AV

CHR. OFTEDAHL OG GUNNAR HOLMSEN

MED GEOLOGISK KART, 10 TEKSTFIGURER  
OG 3 PLANSJER. ENGLISH SUMMARY

— 010 —

**OSLO 1952**

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.



## Innholdsfortegnelse.

	Side
Forord .....	5
I. Berggrunnen. Av Chr. Oftedahl .....	7
Innledning .....	7
Grunnfjellet .....	7
Finstad-vinduet .....	9
Atnasjø-vinduet .....	10
Grunnfjellets metamorfose .....	11
Sparagmittformasjonen .....	12
De autochtone sedimenter .....	12
Basaltillitten .....	12
Kvartssandstensavdelingen .....	14
Unsetkalken .....	15
De allochtone sedimenter .....	15
Den mørke sparagmittavdeling .....	16
Den lyse sparagmitt .....	17
Tillitt og tillittliknende konglomerater .....	18
Diabas og grønskifer .....	21
Tektonikk og stratigrafi .....	21
Summary .....	25
Anvendt litteratur .....	27
II. De løse avleiringer. Av Gunnar Holmsen .....	28
Glåmdalen .....	31
Jutulhugget .....	34
Tyldalen .....	37
Unsetåens dal .....	39
Rendalen .....	40
Misterdalen og Horndalen .....	41
Sølendalen .....	42
Sølen .....	43
Summary .....	45

## Forord.

Den geologiske kartlegging av rektangelbladet Øvre Rendal ble utført av statsgeolog dr. Gunnar Holmsen for de løse avleiringers vedkommende i årene 1939—1942, og for berggrunnens vedkommende av cand. real. Chr. Oftedahl i årene 1939—1941.

## I. Berggrunnen.

AV CHR. OPTEDAHL

### Innledning.

I løpet av somrene 1939, 1940 og 1941 kartla jeg berggrunnen innen rektangelkartet Øvre Rendals ramme. Resultatet av denne undersøkelse var ferdig i 1942. Det var da, midt under krigen, klart at det ville gå atskillig år innen det geologiske rektangelkart kunne trykkes, og derfor ble resultatet fremlagt i en publikasjon „Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal“, Norges Geol. Unders. nr. 161, 1943.

Den foreliggende beskrivelse støtter seg helt vesentlig til den nevnte publikasjon. Alle hovedpunkter er gjentatt, ellers er meget av detaljbeskrivelsen av sparagmitt-bergartene sløffet. Grunnfjellet er litt utførligere behandlet. Dertil er mindre feil på kartet av 1943 rettet, og på grunn av undersøkelser i sparagmittformasjonen syd og vest for kartbladet, i årene 1943—47, har synet på tektonikken blitt noe endret i noen detaljer.

### Grunnfjellet.

Grunnfjellsbergartene forekommer i to forskjellige områder. Det ene er et kileformet område som med spissen ved Unset fortsetter østenfor Finstad og inn på nabolandet Tynset. Det annet område ligger langs den vestlige kartgrense. Grunnfjellet her fortsetter vestover og opptar en stor del av rektangelbladet Atnasjø. Da disse områder har karakteren av „vinduer“ gjennom sparagmittdekket ned til underlaget, vil de her betegnes Finstad-vinduet og Atnasjø-vinduet.

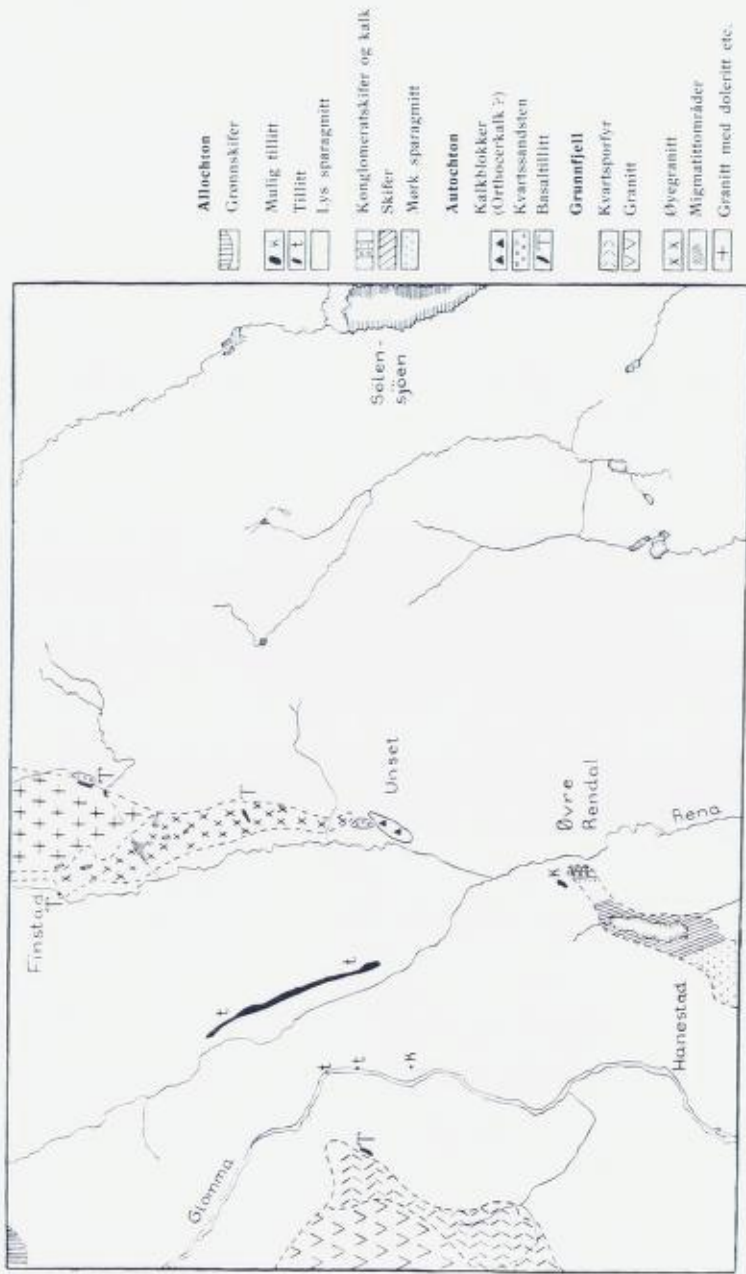


Fig. 1. Forenklet berggrunnskart over Øvre Rendal.

#### Finstad-vinduet.

De viktigste bergarter innen dette område er en granitt og en øyegranitt. Den eldste bergart er grønnsten som finnes som inneslutninger i de først nevnte bergarter. Yngre enn disse bergarter er doleritt-intrusjonene østligst i området og noen yngre grønnstensganger.

*Granitten* er en middels grov til meget grovkornig bergart; den er detaljert beskrevet av Per Holmsen (1943, pp. 11—14). For det meste holder den en grov mikroklin-mikroperthitt (patch perthitt eller sjakkbrettalbit) og litt oligoklas, men enkelte steder er feltspaten vesentlig en oligoklas, og bergarten er nærmest en granodioritt, i det kvartsinnholdet også ofte er lite. Granitten inneholder som regel litt biotitt som ofte er delvis klorittisert. Oligoklasen er også som regel omdannet, med nykrystallisasjon av sericitt og klorinoisitt.

*Øyegranitten* består av de samme mineraler som granitten, men dens feldspat forekommer som vel 1 cm store, rundete krystaller som gir bergarten et karakteristisk utseende. Like nord for kartgrensen har Per Holmsen (1943, p. 15) i Storbekken funnet indisier på at øyegranitten er noe eldre enn granitten. Men de tilhører sannsynligvis samme epoke, i det de begge fører bruddstykker av grønnsten.

*Den eldre grønnsten* tilhører et eldre gabbroid kompleks med finkornige bergarter. Farven er tildels grønnaktig som i det 50 m store flak som ligger i toppen av Langkletten, og tildels helt svart, som for det meste i område like øst for Finstad (Gammelseter) og ned mot Neka og Nekkletten. Bruddstykkene her har jevn overgang fra grønnsten til granitt, slik at bergarten tildels har karakter av typisk migmatitt.

Grønnstenen må ha vært gjenstand for en vekslende omvandling før innsmeltingen i granittene, for en prøve fra syd for Hanekambekken viser seg under mikroskopet å bestå av biotitt og litt kvarts i et aggregat av sericitt, zoisitt og albitt, mens en prøve fra Fjerdingsbekken er helt frisk. Denne bergart består av ca. 50% plagioklas ( $An_{40}$ ), ca. 20% biotitt, og ca. 25% hornblende med pleokroisme klar-mellomgrønn. Denne hornblende inneholder atskillig rester av en fargeløs augitt. Strukturen er

svakt ofittisk og kornstørrelsen under 1 mm, slik at bergarten er en diabas.

*Doleritten* er også gitt en detaljert beskrivelse hos Per Holmsen (1943, pp. 16—20) fra området like nord for kartgrensen. På Øvre Rendals-bladet opptrer doleritten som uregelmessige intrusjoner. Det største område finnes like vest for Storbekken, mens noen få kupper er funnet ved Fjerdingbekkens begynnelse. Doleritten har klar avkjølingskontakt mot granitten. I midten av områdene er den meget grovkornig, med pyroksenkrystaller, 2—3 cm i diameter. I slip er bergarten utpreget ofittisk. Den friskeste prøve (fra Fjerdingbekken) består av store listeformede plagioklaskrystaller, omgitt av augitt og aggregater av hornblende, serpentin og kloritt, hvori frisk oliven er sett, noe som er sjelden i disse bergarter.

*Grønnstengangene* finnes på begge sider av Skarvedalen. De gjennomsetter granitten og består av plagioklas, grønn hornblende og biotitt.

Finstad-vinduets grunnfjell danner den bratte østre dalside til Finstadåa ned til Hanekammen. Det fortsetter imidlertid under det overdekkede, litt flatere terreng sydover og sees i Kverninga. Ved graving av grunnmur til et nybygg like nord for Brenneggen, nordligst i Unset, traff en også på en granitt, slik at grunnfjellet står sikkert like under overflaten i Unset.

#### Atnasjø-vinduet.

Bergarten i Atnasjø-vinduet består av granitt og gabbro på kartbladet Atnasjø, i henhold til statsgeolog Marlows kartlegning, mens på bladet Øvre Rendal finnes bare granittiske bergarter, nemlig granitt og kvartsporfyrr.

De to bergarter har følgende felles trekk. De består av kvarts og feltspat; litt jernerts er det eneste mørke mineral. Feltspaten er en grov stripet mikroperthitt. Kalifeltspatfasen er en orthoklas, da mikroklintvillinger ikke er iaktatt. Heri skiller altså Atnasjø-vinduet seg fra Finstad-vinduets granitter. Særlig i granitten er det en vakker granofyrisk sammenvoksning mellom kvarts og feltspat.

*Granitten* er en ordinær, rødlig, grovkornet bergart, mens *kvartsporfyren* viser et vekslende utseende. To steder forekommer en typisk kvartsporfyre: I Storbekken, øst for Ørsjøbekksetra og ved Skjærbekken, vel 1 km nordvest for Tegninga.

Kvartsporfyren i Storbekken fører kvartskorn, opp til 5 mm store, og feltspatkrystaller, 1 cm store, i en finkornig grunnmasse. Kvartskornene er så resorberte at de sjelden har heksagonalt omriss, mens feltspaten har vakre krystaller av en grov perthitt. Enkelte partier av denne kvartsporfyre har så lite grunnmasse at den i håndstykke likner en svakt porfyrisk granitt.

Ved Skjærbekken forekommer foruten den ovenstående type også en type med få, små kvartskrystaller i grunnmassen.

Da bergarter i grensesonen mot sparagmittformasjonen er sterkt presset, er det vanskelig å avgjøre hva som opprinnelig har vært kvartsporfyre, så området for denne bergart, er derfor noe usikkert.

Siden kvartsporfyren har typer som viser overgang til granitt, må den oppfattes som en grensefacies til det store granittmassiv.

Den beskrevne del av Atnasjø-vinduet skiller seg tydelig ut fra Finstad-vinduet med sin mer kompliserte oppbygning. Derimot består et grunnfjellsvindu lenger mot nordøst, „Riksgrenseantiklinalen“, av granitter og kvartsporfyre. (Carstens, 1921).

#### Grunnfjellets metamorfose.

Bergartene innen begge grunnfjellsvinduer har vært utsatt for en sterk dynamometamorfose i grenseområdet mot sparagmittene. Granitten blir presset til en nesten ugjenkjennelig skifrig bergart nær kontakten, mens i større avstand fra kontrakten er kvartsen sterkt undulerende eller delvis oppknust.

Dette trekk gjelder dog ikke Finstad-vinduets vestgrense. Her går det en forkastning, påvist av Per Holmsen (1943, p. 28). Spranghøyden er minst ca. 1000 m. Forkastningen er tydeligvis postkaledonisk, og sannsynligvis permisk. Den har bevirket en viss presning av øyegranitten langs åskanten.

Langs åskanten i ca. 700 meters høyde, like syd for Skarvedalen, finnes det en merkelig mylonittsone. I Skarvedalen er det blottet en grov granitt; denne blir etterhvert sydover finkornig og presset slik at den av utseende minner om en sterkt



presset sparagmitt. Denne bergart synes å bli overleiret av en sterkt presset øyegranitt. I tynnslip viser denne mylonittisering seg som en oppknusning av kvartskornene til en mørtelmasse og av feltspatkornene til små kantede korn. Denne mylonittsone lar seg best forklare ved antagelsen av en tverrforkastning i grunnfjellet.

### **Sparagmittformasjonen.**

En rekke forskjellige sedimentbergarter sammenfattes i begrepet sparagmittformasjonen, først og fremst de typiske sparagmitter, dernest konglomerater, lerskifer, kalk og sandsten.

Disse bergarter kan på kartbladet Øvre Rendal deles i to grupper: De sedimenter som en kan se er avsatt på grunnfjellet på sitt nuværende finnested (de autochtone sedimenter) og de sedimenter som ikke har primær sammenheng med grunnfjellet (de allochtone sedimenter), men som har blitt skjøvet til sin nuværende plass under den kaledonske fjellkjedefolding.

Blandt de allochtone sedimenter beskrives også en kalkstein som muligens er av ordovicisk alder (Unset kalken).

### **De autochtone sedimenter.**

#### **Basaltillitten.**

Noen ganske få steder er det langs randen av grunnfjellsområdene funnet et konglomerat hvilende på grunnfjell. Dette basalkonglomerat har en rekke trekk som gjør at det må anses å være av glacial opprinnelse (tillitt). Betegnelsen „basaltillitt“ er derfor anvendt for de autochtone tillitter. En rekke liknende forekomster er beskrevet av Per Holmsen (1943, pp. 23—27) som først betegnet dette basalkonglomerat som tillitt.

Øvre Rendals basaltillitt forekommer på følgende steder: Ved Storbekken, i Finstadfossen, på Hanekammen og ved Ørsjøbekksetra.

Langs *Storbekken*, øst for Finstad, forekommer tillitten som en 5—600 m lang stripe på vestsiden av bekken. I en sandig sparagmittisk skifer ligger spredte boller av meget varierende størrelse; diameteren veksler fra 2—50 cm, alminneligst 5—15 cm. Bollene består mest av røde og grå kvartsitter, dernest av

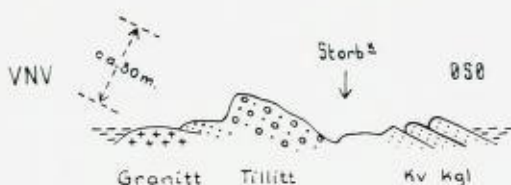


Fig. 2. Skjematisk profil gjennom tillitt og kvartssandstenssonen ved Storbekken.

forskjellige typer granitter. De er alle endel rundet, men aldri vellrundet, som bollene i elvekonglomerater. Enkelte steder forekommer fyllitt som er bollefri i lag opp til 5—6 m. Tillitten er litt presset, og enkelte steder så sterkt at bollene er utvalset.

På østsiden av *Storbekken* er det blottet et jevnt kvartskonglomerat med ertestore boller. Det er delvis sterkt presset. Det oppfattes som primært avsatt over tillitten, i det slike konglomerater er meget alminnelige i den autochtone sedimentserie langs vinduets nordkant.

*Finstadfossens* tillitt er sterkt presset; det er også den underliggende øyegrannitt. Tillitten likner helt på Storbekkens, og den er overleiret av en 2 m mektig fyllitt.

På *Hanekammen*, øverst på hellingen ned mot *Ugleåa*, finnes en tillitt som også likner atskillig på Storbekkens. De spredte kvartsittbollene kan bli opp til 30 cm i diameter. Grunnmassen er finkornig og mørk, delvis fyllittisk.

Ved *Ørsjøbekksetra*, i nordhellingen av Nordisetervola, finnes den eneste basaltillitt ved Atnasjø-vinduet, beliggende på Øvre Rendals kartområde. Forekomsten er omtalt av Tørneboken (1896, s. 43) som en særlig interessant kontakt. I Stor-

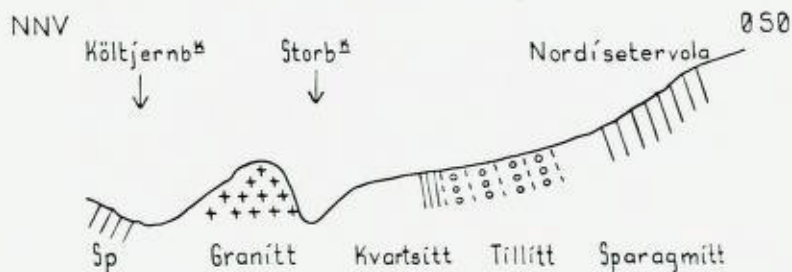


Fig. 3. Skjematisk profil gjennom tillittforekomsten ved Ørsjøbekkseter.

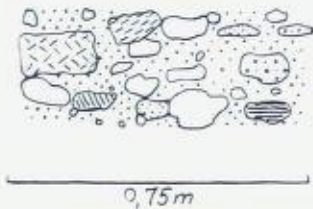


Fig. 4. Tillitten ved  
Ørsjøbekkseter.

bekken anstår grunnfjell, for det meste sterkt presset. Ca. 500 m SSØ herfor er tillitten blottet i spredte småknauser. Nederst (dvs. nordligst i det ca. 500 m lange område) har tillitten en 2—3 m bred randsone (mylonittsone?) med en grå, glassaktig kvartsitt som inneholder enkelte boller og fiolette skiferfiller (se fig. 3). Så følger tillitten. Dens boller består hyppigst av granitter, så kommer kvartsitter, grønnstener og tette, svarte skiferbergarter. Bollenes diameter er for det meste mellom 10 og 20 cm, sjelden mer. Formen er uregelmessig kantet; endel er skarpkantet, få er helt runde (fig. 4). Grunnmassen er en sagokornet sparagmitt som har en tydelig primær lagning med fall mot SV, slik som den overliggende sparagmitt, se fig. 3.

Som det fremgår av beskrivelsen er ikke konglomeratet en så typisk tillitt som de ovenfor beskrevne tillitter, men det oppfattes allikevel som et glasialt konglomerat, idet det naturlig lar seg parallellisere med de andre tillitter som forekommer på følgende steder langs Atnasjø-vinduets rand: Storbekkmoen og Snødøla (Werenskiold, 1911, p. 6, 7), og Sølnsjøhøgdene (W. Marlows dagbok fra 1935).

Ved mikroskopering av tillittens boller viser det seg at granittene er meget lik de typer som finnes i det underliggende grunnfjell. Kvartsittene må derimot ha blitt fraktet en betydelig avstand; det er foreløpig helt usikkert hvor de kommer fra.

#### Kvartssandstensavdelingen.

Som nevnt finnes det ved Storbekken, øst for Finstad, en blottning av et kvartkonglomerat over tillitten. Helt liknende er funnet lenger nord på samme grunnfjellsområde av Per Holmsen (1943, s. 27), som parallelliserer konglomeratet med kvartssandstensavdelingen i Mjøstrakten.

En annen forekomst av liknende bergart har vi nord for Unset. Langs riksveien sønnenfor Kverninga og opp til Nestu ser en kjempestore blokker av en grov blåkvartsliknende sparagmitt, ofte utviklet som kvartskonglomerat med små kvartsknoller

i striper. Bergarten står sannsynligvis i fast fjell ved veien i bekken like nord for Nestu. Uten tvil er dette en bergart som er avsatt over tillitten.

Det kan til slutt bemerkes at muligens tilhører blåkvartsen vest for Øvre Rendals kirke også kvartssandstensavdelingen, se s. 23.

#### Unsetkalken.

I Unsetgrenda er blokker av kalksten meget hyppige. Til dels består undergrunnen av et sammenhengende blokkdekke av kalk, og det er ikke tvil om at Unset er dyrket opp nettopp der hvor det er kalkblokker i undergrunnen. I gamle dager ble det flere steder brent kalk på disse blokkene. Bergarten består av linser av krystallin kalk som ligger mellom skiferlameller. Den ligner således på orthocerkalk. Parallellisering med en rekke andre lokaliteter støtter denne antagelse.

I Høgåsen, vestligst på kartbladet Nordre Femund, finnes det over basaltillitten blåkvarts med lag av grafittskifer (G. Holmsen, 1935, p. 7). Mellom Femundsenden og riksgrensen finnes det et blokkdekke av kalksten (orthocerkalk) ved Veltbu-Fløtningen. Like sønnenfor står det i fast fjell i Knappen en skjellaktig, sammenskjøvet orthocerkalk (Holtedahll, 1921, s. 38). Den autochtone lagrekke ved Unset kan således bestå av:

Orthocerkalk (Ordovicium).

Blåkvarts, kvartskonglomerat (kvartssandstensavdeling).

Basaltillitt (Moelv tillitt).

Grunnfjell.

#### De allochtone sedimenter.

Den overskjøyne lyse sparagmitt utgjør det helt vesentlige av kartbladets berggrunn. Enkelte steder i denne sparagmitt finnes det forekomster av den overliggende tillitt, og fra Øvre Rendal kirke og sydvestover til kartranden er det et strøk med forskjellige bergarter som tilhører den mørke sparagmittavdeling: Kalk, konglomeratskifer, sort skifer og mørk sparagmitt. Da disse bergarter er eldre enn den lyse sparagmitt, beskrives de først.

#### Den mørke sparagmittavdeling.

*Mørk sparagmitt* finnes i Kalberget og syd for Harsjøen, nær kartgrensen, og i Kaukkampen. Bergarten er en helt ordinær sparagmitt både i håndstykke og i slip; den har bare en tydelig markert mørk farge på grunn av små magnetittkorn.

I Kalberget og åsene like syd for kartgrensen i dette strøk finner en mørk og lys sparagmitt i vekslende lag (se Oftedahl, 1943, s. 60). Dette er nok et tektonisk fenomen, for en ås syd for Horntjern, like syd for kartgrensen, er bergarten sterkt presset og stenglig i grenseflaten mellom mørk og lys sparagitt: Et lite skyveplan.

*Sort skifer.* Omkring Harsjøen stikker det fram på forskjellige steder en sort lerskifer. I fast fjell har jeg bare sett den ved riksveien nord for sjøen. Som også bemerket av Tørnebohm (1896, s. 44) ser bergarten ut som alunskifer, men den må med Tørnebohm regnes til den mørke sparagmittavdelings øvre parti; syd for Sollia i Atnedalen har jeg øverst i den mørke sparagmitt sett liknende alunskiferliknende skifre.

I Hylbekken, syd for sjøen, stikker det fram en litt mer fast sort skifer med svovelkislameller.

*Kalk og konglomeratskifer.* I henhold til det klassiske profil ved Mjøsa blir den mørke sparagmitt overleiret av Birikonglomerat og kalk. Men i de nordøstlige sparagmittstrøk finner en øverst i den mørke sparagmittavdeling kalk og konglomeratskifer. Konglomeratskiferen er best kjent fra Koppang (Tørnebohm, 1896, s. 31; Bjørlykke, 1905, s. 64). Den blir her overleiret av dolomitt.

I dalsiden vest for Øvre Rendal kirke finner en kalk og konglomeratskifer i omtrent svevende lag. Best oversikt fåes ved profilet langs Røbekken. Lavest finner en her en løs lamellær grå lerskifer. Denne begynner oppover å holde kalklameller, men ved riksveien er skiferen litt sandig og inneholder spredte boller av kvartsitt og granitt på opptil hodestørrelse. Denne konglomeratskifer er nesten 100 m mektig, så kommer et lag kalkskifer (20—30 m) som stedvis består av ganske ren blå kalk. Kalkskiferen går over i en sandig skifer med spredte boller, en ny konglomeratskifer. Mot toppen av åssiden blir den sandig

og brunfarget med sjeldne bruddstykker. Relasjonen til de omgivende bergarter beskrives senere, se fig. 9, s. 23.

Det er ingen tvil om at vi her har en parallell til Koppangs konglomeratskifer og karbonater, til tross for at vi har kalk i Øvre Rendal, mot dolmitt i Koppang; videre ligger kalken i Øvre Rendal mellom to soner av konglomeratet, en stratigrafi som er anomal i forhold til Koppang og de klassiske profiler.

#### Den lyse sparagmitt.

Den lyse sparagmit opptar 80% av bergrunnen. Det henvises til en tidligere detaljbeskrivelse (Oftedahl, 1943, s. 17—30).

Bergarten har i håndstykke som oftest en lys rødlig farge, men kan også være lys gråhvit. En kan som oftest se rødlige feltspatkorn, opptil 2—3 mm store. Klastiske kvartskorn er også vanlig å se.

Tynnslip viser at bergarten består av undulerende kvarts, rød mikroklin (ofte som film perthitt), albitt eller oligoklas i svært underordnet mengde, og dertil jernerts. Denne jernerts er mest jernglans, hvorved bergarten får et rødlig skjær.

På grunn av den store overskyvning har den lyse sparagmitt blitt mer eller mindre deformert. Generelt øker deformasjonen fra øst mot vest. Denne deformasjon er lett å se med blotte øye: Feltspatkornene gnis ut til streker, bergarten blir utpreget skifrig, og der nydannes sericitt som gjør at spalteplanene blir grønnlige og litt fete å ta på.

Særlig upresset er sparagmitten i strøket omkring Rendals-sølen. Her kan en hyppig se hvordan sedimentet består av raskt sammenskyllede lag, i det det består av lag, med sterkt vekslende sammensetning, med veksling fra små konglomeratlag via grov rød sparagmitt til lys finkornig sandsten.

Sparagmitten i sydøst-hjørnet av kartbladet har også ofte tynne lag av en rød fiolett leirskifer, av utseende lik Mjøsområdets Ekreskifer. Lagene er 1—10 cm tykke; dertil forekommer det meget utbredt overalt på kartbladet at sparagmittbenkene har rødlige eller fiolette striper i vertikalsnitt. Disse striper, som er få mm tykke, må også representere tynne skiferlag. I Rendals-sølen og andre steder kan stripene vise vakker diagonalskiktning (fig. 5).



Fig. 5. Diagonalskiktning, Rendalssølen.

Kvartskonglomerater finnes som sjeldenhet i sparagmitten. Omkring 0,5 m tykke soner er sett f. eks. på nordsiden av Kverninghøgda, ved Jutullhogget, i sydvestsiden av Sølen, under tillitten ved Midtskogen og ved Langtjern på Fonnåsfjell. Sparagmitten kan også holde enkelte, spredte runde kvartsknoller. Knollene i kvartskonglomeratene og de småkonglomeratiske lag be-

står av hvit kvarts, lys grå og sterkt rød kvartsitt.

Bare i to åser er sparagmitten fyllittisk, nemlig i Grøttingåsen og Aursjøåsens vestsida. Men det er usikkert om dette kan være facies av den lyse sparagmitt, eller om det er den mørke sparagmittavdelings skifer som her dukker opp. Forøvrig er lyse leirrike horisonter ikke helt sjeldne. En slik løs skifer fra kanten av Jutullhogget er analysert (Ofstedahl, 1943, s. 43).

#### Tillitt og tillittliknende konglomerater.

På kartbladet Øvre Rendal forekommer det endel konglomerater i den lyse sparagmitt. Noen av forekomstene er sikre tillitter (Fonnåsfjell, Barkaldfossen), andre er litt mer tvilsomme (Brennåsen, Trønneskampen). De siste er avmerket som tillitt på det geologiske rektangelkart og som sannsynlig tillitt på berggrunnskartet, fig. 1.

*Fonnåsfjell.* I Fonnåsfjells vestskråning forekommer tillitten som en 9 km lang stripe. Den danner hele veien en bratt vegg med en flate oppå. Dette er særlig markert sydligst (fig. 6), og ved Midtskogen. Tillitten hviler på sparagmitt, men den grenser ikke til noen overliggende bergart.

Tillitten er presset, og deformasjonen tiltar mot nord. I syd (fig. 6) er den nesten upresset. Den inneholder her store boller

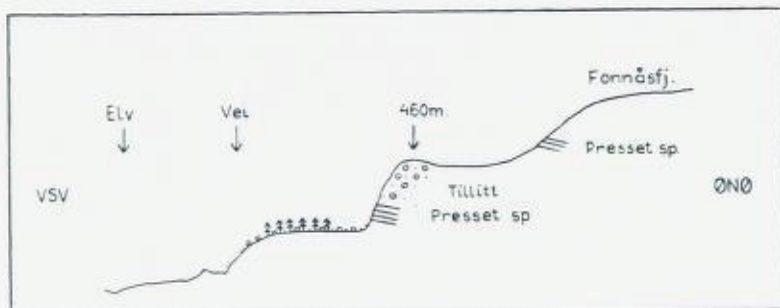


Fig. 6. Skjematisk profil gjennom tillittsonen i Fonnåsfjell, ca. 1 km nord for Storbekken.

i sandig skiferholdig grunnmasse. Rett opp for Midtskogen er grunnmassen en fyllittaktig skifer med utvalsedede boller og lengst i nord ved Løvlibekken er det vanskelig å oppdage bollene i den sterkt pressede skifer.

Bollene består helt overveiende av granitter og kvartsitter. Deres størrelse, form og pakningsgrad varierer sterkt. Lengst i syd (fig. 6) er det funnet opptil 1 m store, kantede, spredte boller. Lenger nord er bollene vel rundet og tett pakket, mest 15—30 cm store, lik et Birikonglomerat. Ved Midtskogen og nordover er bollene oftest mindre og svært spredt, med både kantet og velrundet omriss. Fonnåsfjells konglomerat representerer således både primær tillitt og mulig sekundært omlagret tillitt.

Grensen mot den underliggende sparagmitt er skarp og tektonisk i den nordlige del. I syd er forskyvningen liten, oftest med skarpt kontakt i form av en horisontal sprekk. Bare i få tilfeller var det ikke mulig å finne kontakten, i det sparagmitten bare plutselig begynte å føre boller.

*Barkaldfossen.* Kartskissen fig. 7 viser hvorledes tillitten ligger i sparagmitten. Grensen er helt skarp og utgjøres gjerne av en liten sone med fiolett skifer. Bollene er opptil 0,5 m store. Noen er skarpkantet, andre kanrundet. De består av granitter, kvartsitter, skifre og gabbroide bergarter.

Ved særlig lavvann i Glomma ble det av Per Holmsen i 1946 oppdaget et lite skjær av tillitt ved Barkald st.



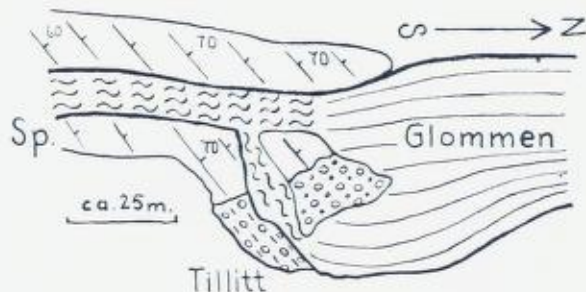


Fig. 7. Tillittforekomsten ved Barkaldfossen og den tilgrensende sparagmitt.

*Brennåsen.* Som en fortsettelse i linjen Barkald st.—Barkaldfossen ligger konglomeratforekomster i den sydlige topp av Brennåsen. Enkelte partier av sparagmitten her fører spredte boller, andre partier tett med boller av hodestørrelse. Bollene er kantrundete eller velrundet og består av kvarts, kvartsitter og granitter. Det skiller seg fra de intraformasjonale kvartskonglomerater ved å være polymikt, og det oppfattes derfor som et konglomerat tilhørende tillittnivået (omleiret tillitt).

*Trønneskampen.* Oppe i skråningen vest for Øvre Rendal kirke ligger det et konglomerat som grenser til rød sparagmitt i Trønneskampen. Grensen er skarp og tektonisk: den markeres av en sone med mørk stenglig skifer. Det er markert forskjell i strøk og fall hos sparagmitt og tillitt, i det tillittens lagning er nesten parallell med grenseflaten som faller steilt mot sydøst, mens sparagmitten faller mot vest.

Konglomeratet er sterkt varierende. Det har lag av jevn mørk sparagmitt. Disse kan gå over til gruskonglomeratisk sparagmitt og grense til konglomerat med tett med rundete knoller 1—5 cm store. Bergartene er mest kvarts og kvartsitter, dernest aplittiske feltspatbergarter og kvartsporfyrrer. Lag med mere spredte og skarpkantede boller ses også. En spesiell sone inneholder opptil 60 cm store, skarpkantede bruddstykker av en mørk, tung grønskifer. Her er også en diabasporfyritt iaktatt.

Konglomeratet er således polymikt, og det tildels vel sortert og rundet. Det er derfor ingen typisk tillitt, men dets stilling høyt oppe i den lyse sparagmitt antyder at det hører til samme

nivå. Det likner da heller ikke det Birikonglomerat som forekommer sydøst for Atna st.

Ved den mikroskopiske undersøkelse viste det seg at tillittens granittboller består av vanlige granitter og granodioritter, oftest med en grov mikroklin-mikroperthitt. Granofyrisk struktur er sett. Disse granittiske boller skiller seg således ikke særlig ut fra basaltillittens granittboller eller traktens grunnfjell. På den annen side har disse granittvarieteter stor regional utbredelse.

### **Diabas og grønnskifer.**

I Bjørnåsen, i kartbladets nordvesthjørne, er det endel forekomster av en presset mørk bergart. I slip består den av kloritt, aktinolittisk hornblende, sur plagioklas og litt kvarts. Dette er uten tvil en diabasintrusjon fra Tronfjellmassivet.

Forøvrig finnes det på kartbladet tre små forekomster av sterkt presset grønnskifer på grensen mellom grunnfjell og sparagmitt langs kartets vestgrense. Bergarten er alle steder sterkt omvandlet og består av kloritt, saussuritt og kvarts. Det er lite sannsynlig at disse grønnskifere skulle tilhøre grunnfjellet. De kan derimot tenkes å representere tidlige kaledonske lagerganger. Denne antagelse sannsynliggjøres av forekomster av en diabas konformt i sparagmittbergartene i Kivfjell (kartbl. Ytre Rendal), 4 km sydøst for Hanekampen (Ofte dahl, 1943, s. 61).

### **Tektonikk og stratografi.**

Ved den store overskyvning har sparagmitt blitt mer eller mindre presset. Sterkest pressfenomen ser en nærmest skyveplanet, dvs. øst for de to grunnfjellsvinduer. Således er sparagmitt i Storskarven, Svartfjell og Gröttingbratten meget sterkt presset. Tilsvarende har vi en deformasjonssone øst for Finstadvinduet, selv om deformasjonen her avtar fortere mot øst.

Selve deformasjonsgraden veksler også innen lagene i et enkelt fjell. I Hanekampen er det underst en noe presset sparagmitt, mens det på toppen er en grovklastisk, upresset sparagmitt. Særlig tydelig er dette i østre Bellingen (1115), hvor en har en grov, upresset sparagmitt på toppen, mens bergarten blir

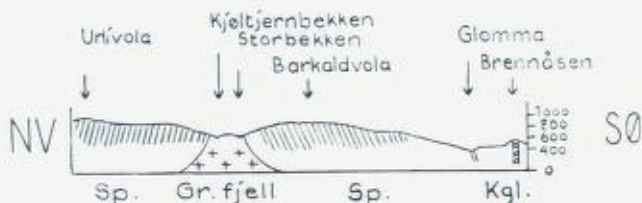


Fig. 8. Profil fra Utlivola til Brennåsen. Lengde 8 km.

mer og mer presset nedover i sydøstskrenten, slik at den underst er en typisk helleskifer. Dette tyder på at hovedbevegelsen av sparagmittlagpakken har foregått i bunnen, at det med andre ord går et hovedskyveplan under selv upressede sparagmitter. Et bevis for markerte forskyvninger også i de upressede bergarter i sydøsthjørnet finner vi i Nupens oppskyvning.

Sparagmittene i Sølen, Tannvola, Tisvola og Stenberget har svakt fall, vanligvis i  $10^\circ$ . Men i Nupen finner en at det nordvestlige fall tiltar oppover i den bratte sydøstvegg fra  $10^\circ$  nederst til  $60^\circ$  i toppen. Sparagmittene har altså her lokalt blitt skjøvet opp langs et steilt skyveplan.

Et liknende fenomen, nemlig en relativt hurtig skiftning i strok og fall, tydende på et lokalt skyveplan, finner en i foten av Bellingen 1115, midt i Grøttingbrattens østskrent, og langs kartets nordgrense i fjellene Eggevola, Kommen og Gloføkampen.

Bergarten i disse tre fjell er en helleskifer som skiller seg fra de mer massive sparagmitter søndefor. Det er mulig at denne helleskifer er utløper av et sparagmittskyvedekke som har beveget seg lengre og derfor er mere metamorft enn den vanlige sparagmitt i f. eks. Fonnåsfjell og Sølen. Således kan det være riktig som Per Holmsen (1943, s. 8) har gjort, å kalle sparagmittene på kartbladet Tynset for „Kvitvola kvartsetage“.

Imidlertid er den primære stratigrafi ødelagt av tektoniske bevegelser også andre steder; dette gjelder tillittsonene i Brennåsen—Barkaldfossen, Fonnåsfjell og ganske særlig forholdene i skråningen vest for Øvre Rendal kirke.

Opprinnelig lå tillitten ovenpå den lyse sparagmitt. Når den nå forekommer i to omtrentlig nordsydgående soner (langs Glomma og i Fonnåsfjell), ligger det nær å tenke at vi har fått

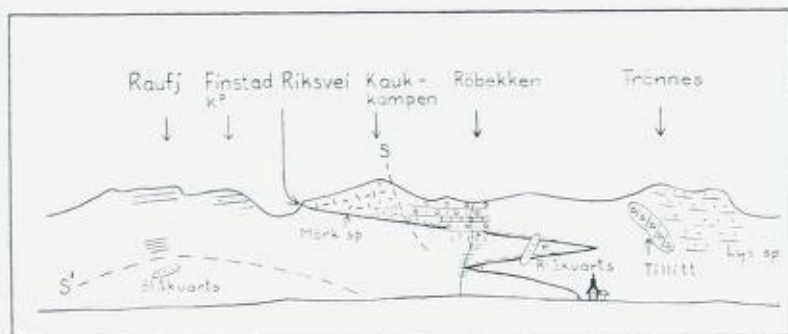


Fig. 9. Profil langs dalsiden vest for Øvre Rendals kirke. S er det skyveplan langs hvilket leirskifer-kalk-konglomeratskiferlagene er skjovet opp på den mørke sparagmitt. S' er muligens hovedskyveplanet for sparagmittformasjonen, med sterkt forskifret sparagmitt over linjen og under denne en blåkvarts tilhørende de autochtone basallag.

lagrekken gjentatt to ganger. Forholdene tyder bestemt på at Barkaldfossen—Brennåsens tillitt er toppen av et flak omfattende hele den lyse sparagmitt (se fig. 8). Fra grunnfjellsryggen ved Storbekken faller sparagmitten steilt mot sydøst, og en viss lagning i Brennåsen tyder på at den primære lagflate der står vertikalt, med samme strøk som sparagmitten. Sparagmitten øst for Brennåsen, nemlig nederst i Barkaldåsens vestvegg er sterkt deformert, tildels med småfolning, og dette tyder på at vi her har bunnen av neste flak.

Fonnåsfjellets tillitt ligger imidlertid ikke på toppen av dette annet flak, forholdene er nok langt mer innviklet. Således er tillitten tydelig flyttet i forhold til den underliggende sparagmitt og muligens også dreiet, idet bollene opp for Midtskogen er uttrukket i retning NØ—SV, loddrett på det en skulle vente.

Fjellsiden vest for Øvre Rendal kirke er det mest komplekst byggede område på kartbladet. Her forekommer i Trønneskampen tillittliknende konglomerat, og sønnenfor blåkvarts, kalk, lerskifer og konglomeratskifer, se fig. 9. Langs Røbekken er det mulig å få en oversikt over lagene. Her ligger underst en leirskifer som øverst kan holde kalklameller. Derover kommer en konglomeratskifer, så igjen en tynnere kalkskiferhorisont, og så atter konglomeratskifer.

Mens lagene i Røbekken ligger horisontalt, bøyer de mot syd langs riksveien opp, og skiferen går gradvis over i en blåkvartsliknende mørk sparagmitt. Ca. 20 m opp for veien er det imidlertid en klar skyvekontakt (S på fig. 9), idet konglomeratskiferen er skjøvet opp på sparagmittens slik at bollene er utgnidd til tynde striper.

I Finstadkampen og dens østskråning er det vanlig lys sparagmitt, som nederst er sterkt presset; derunder forekommer det en blåkvarts som kan tenkes å tilhøre den autochtone lagrekke, som antydtes på fig. 9. Tillitten må nærmest antas å tilhøre toppen av den lyse sparagmitt. Gjentakelsen av kalk- og konglomeratskiferlagene i Røbekken er uforståelig og ikke kjent noe annet sted. Den avlange klump av blåkvarts som ligger i skiferen, må representere et medrevet parti av den autochtone kvartssandstensformasjonen.

Fra Harsjøen og sydvestover forekommer i overveiende grad den mørke sparagmittformasjons bergarter, men de er stadig tektonisk sammeblandet med litt lys sparagmitt (Oftedahl 1943, s. 60, 61).

Et trekk som dominerer utseende av sparagmittfjellene er de vertikale spalteplan. Overalt i Øvre Rendals sparagmitt kan en se mer eller mindre tydelig utviklet et eller to sett vertikale spalteplan. Når disse er fullkomne, så vil de sammen med det nær horisontale skifrihetsplan dele opp bergarten i kantede blokker som lett lar seg forvitte ut. Således har det f. eks. vært mulig for smeltevannselver å grave ut Jutulhogget og Veslehogget i Barkaldkjølen.

## Summary.

### The pre-Cambrian basement.

The rocks within the Øvre Rendal quadrangle consist of eo-Cambrian sediments overlying a pre-Cambrian basement. This basement is exposed in two "windows", the Finstad window which continues northwards, occupying parts of the quadrangle Tynset, and the Atnasjø window, continuing into the quadrangle to the west: Atnasjø.

*The Finstad window* consists mainly of granite and augen granite. These rocks are supposed to be approximately simultaneous. They contain xenoliths of greenstone and diabase, partly assimilated. A coarsegrained ophitic olivine gabbro (dolerite) cuts the granite; this gabbro is parallelized with the "Åsby diabase" of the neighbouring part of Sweden. A few altered diabase dikes are also found, cutting the granite.

*The Atnasjø window* is made up of granite with an eastern marginal zone of quartz porphyry.

*Deformation.* During the Caledonian orogeny the sediments were thrust to the southeast, causing a marked deformation of all pre-Cambrian rocks, and a specially intense crushing in the border zone towards the sediments.

### The Sparagmite Formation.

The sediments, with one exception, belong to the Sparagmite formation of eo-Cambrian age. The formation chiefly consists of sparagmites (coarse feldspar-bearing sandstones), but slate, limestone and conglomerate are also met with.

The rocks fall in two groups: The autochthonous group, comprising rocks deposited on their recent basement, and the allochthonous group, consisting of rocks which have been thrust from the northwest.

*The autochthonous group.* Mostly the thrust rocks have carried away the sediments primarily deposited on the pre-Cambrian; thus we find these sediments only in a few localities. At Storbekken, Finstadfossen and Hanekammen along the border of the Finstad window the granite is overlain by a conglomerate. This basal conglomerate is polymict, carrying scattered, angular and sub-rounded pebbles of granites and quartzites. It is supposed to be of glacial origin, and it is called "the basal tillite". At the boundary of the Atnasjø window one occurrence of basal tillite is exposed.

At Storbekken and north of Unset also the sediment overlying the basal tillite is exposed. This sediment is a conglomeratic sparagmite, in the latter exposure with a dark colour ("blue quartz").

The underground in Unset is crowded with erratics of limestone. It is supposed to be derived from a not exposed occurrence of Ordovician age.

*The allochthonous group.* The light sparagmite covers most of the area of the quadrangle. This sparagmite is a coarse sandstone, carrying abundant feldspar fragments, 2—3 mm in size. The feldspar is mostly a microcline microperthite. Occasionally the sparagmite is conglomeratic, carrying rounded pebbles of quartzites.

Tillite also occurs in the light sparagmite. It represents a division overlying the light sparagmite, but it is now found within the sparagmite owing to the imbricate structure formed during the thrust movement. The occurrences in Fonnåsfjell and at Barkaldfossen (river Glomma) show typically glacial conglomerates, while the glacial origin is a little more uncertain for the localities Brennåsen and Trønneskampen.

In the area from Øvre Rendal church towards southwest rocks belonging to the older dark sparagmite division occur. These rocks comprise dark sparagmite (colour from magnetite pigment), black and grey slate, slaty limestone and conglomeratic slate. The last-mentioned rock is very interesting. It carries very few, scattered boulders, size up to 0.5 m in a sandy slate. A similar rock is found in Koppang, farther south. It is considered to be a marine glacial deposit (boulder clay).

### Stratigraphy and Tectonics.

The thrust movement has produced a marked deformation of parts of the sparagmites. Just east of the two windows the deformation is intense, like that of the adjacent pre-Cambrian. Generally speaking the deformation decreases towards the south-east, and in the southeastern corner of the quadrangle the sparagmite seems to have a primary appearance.

In several mountains the degree of deformation increases towards the bottom, suggesting a main thrust plane underlying all the sparagmites of the quadrangle.

The most intricate section is met with in the mountain sides west of Øvre Rendal church (Fig. 9). Here the light sparagmite with its top conglomerate is thrust against the upper layers of the dark sparagmite division (shale, limestone and conglomeratic slate), causing a minor thrust plane (S) between the shale and the underlying dark sparagmite.

### Anvendt litteratur.

- Bjørlykke, K. O. Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39, 1905.  
Carstens, W. C. Av Trondhjemsfeltets geologi; nyere undersøkelser. Norsk Geol. Tidsskr., 7, 1921.  
Holmsen, G. Nordre Femund. N. G. U. nr. 144, 1935.  
Holmsen, P. Geologiske og petrografiske undersøkelser i strøket Tynset—Femunden. N. G. U. nr. 158, 1943.  
Holtedahl, O. Kartbladet Engerdalen, N. G. U. nr. 89, 1921.  
Törnebohm, A. E. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. 8, nr. 5, 1896.



## II. De løse avleiringer.

AV GUNNAR HOLMSEN<sup>1</sup>

Innen kartbladet Øvre Rendals område er den oppstikkende berggrunns overflate så forvitret at skuringsstriper sjelden sees. De få skuringsstriper som er funnet tyder på nordvestlig brebevegelse, og sannsynligvis ligger hele området på nordvestsiden av isskillet. — Vandreblokker av kjent opprinnelse er ikke iakt-tatt. De morener, som i stor utstrekning forekommer i dalene nedenfor skoggrensen, består for den overveiende del av grus dannet av det stedege bergunderlag. De fremmete blokker som kan letes fram sier intet entydig om blokktransportens retning. Således forekommer der i den meget store sparagmittmorene foran Jutulhugget i Tyldalen blokker av grunnfjellsbergarter uten at det med sikkerhet kan sies hvorfra disse stammer. Det samme er tilfellet med fremmete blokker på Sølen, hvor der i uren oppover fra Skarstjern fins blokker av serpentin, diabaser, olivin-stener og grunnfjellsgranitter helt opp til det skar hvis høyde på kartet er angitt til 1639 m. Heller ikke de vandreblokker en kan finne her og der som sjeldenhet på fjellviddene gir sikre holdepunkter for bedømmelse av bretransportens retning. En viss transportevne har imidlertid Storbreen sikkert hatt, for de nordvendte botner i Sølen mangler morener, og det må vel engang ha ligget morener her, som er ført bort med den siste brebevegelse nordvestover.

Morenene ligger utelukkende i dalene i dette område som innen de områder nabokartene i øst og nord omfatter. I høy-fjellet er der et jevnt dekke av bunnmorenegrus uten rygger og voller, men i dalene under skoggrensen mangler aldri morene-hauger. I Misterdalen, Horndalen og langs Unsetåen foruten i hoveddalene er morenene samlet. Det er usannsynlig at grus-haugene skal være lagt opp akkurat i dalene under den siste

<sup>1</sup> Manuskript innlevert 24/4 1945.

nordvestgående bretransport. En del av dem en nok avsatt under avsmeltningstiden, nemlig de hvis materiale er sortert av avsmeltningtidens breelver, eller de som har ligget inni eller oppå dødisen. Men storparten av morenene er bygget av usortert bregrus, og det sannsynligste er at disse er skjøvet sammen av breer som har gått nedover dalene, eller av hengebreer nedover lisidene ved den siste nedisnings begynnelsesstadium. Det er intet til hinder for at de har kunnet ligge så noenlunde urørt under det senere stadium av den siste nedisning. Isens bevegelse i bunnen av de daler som faller mot isens siste transportretning, har sikkert ikke vært stor, og tilførslen av grus til dalene på dette stadium ved istransporten har vært ubetydelig. Da isen gikk nordvestover over berg og dal kan det ikke ha vært meget grus i den del av isen som lå over fjellene for her har den ikke etterlatt seg morenehauger. Isens bevegelse har også fortrinnsvis vært knyttet til de høyereliggende lag i breen mens bunnlaget i dalene har ligget i ro. At morenene skulle samles til dalførene på denne isbevegelses tid, avsmeltningstadiet, er uforståelig, og uforenlig med den kjennsgjerning at Storbreen da helt og holdent lå i ablasjonsområdet.

Men dalene kan bære spor av breerosjon. En dal som Tyldalen viser U-formig tverrsnitt, og den bratte overgang fra fjellvidden til lisiden tyder på en dalbres virkning. På fotografiet Pl. I fig. 1, som forestiller Tyldalen sett sydover fra skråningen av Tron, ser en hvordan dalbreen har erodert til en viss høyde i fjellet i bakgrunnen, som er Bellingen. Legg også merke til erosjonen i den Bellingen motstående dalside. Den siste nordvestlige brebevegelse har ikke hatt evne til å utslette disse gamle spor, enn si selv å frembringe lignende.

Sammen med morenehauger hvis materiale består av usortert bregrus med blokker fins i dalene også hauger med kvabb. Hvor snitt mangler kan det være vanskelig å avgjøre materialets art hvorfor disse i genetisk henseende forskjellige dannelser ikke kan utskilles hver for seg under kartleggingen. Den sorterte sand er avsatt av breelver enten i gruskjegler foran brekanten eller i breens sprekker og hulrom. Innlandsisens siste rester lå som dødbreer i dalene. I randsjøer mellom dalsidene og isen ble der også skyllet ned materiale av sand og grus både fra

lisidene og fra dødisens overflate. Ablasjonsmorenen består for en stor del av kvabb. Kvabbhauger med enkelte blokker finnes undertiden hvilende på sortert sand, som oftest sees de dog å ligge på det usorterte bregrus.

Noen steder ligger i hoveddalene langs dalsiden terrasser som er morener jevnet utover av smeltevann som har strømmet langs dødisen.

Skjæringer og ras langs Unsetåen og dens tilløp viser at bregruset her har stor mektighet. Det er sikkert også tilfellet i de andre dalfører at bregruset over berggrunnen er dypt. Kun på få steder har elvene skåret seg ned gjennom grusavsetningene og kommet ned på berggrunnen.

Breelvene så vel som yngre elveløp har erodert i de morener breen etterlot. Bregruset er blitt flyttet og omleiret og lagt opp i moer. Særlig har breelvene i avsmeltningstiden satt spor etter seg. Ettersom de forskjellige tappninger av de bredemte sjøer fant sted ble store vannmasser satt i bevegelse, og løsmaterialet så vel i Glåmas dal som i Tyslas, Unsetåens og Renas daler bærer preg av at store flommer har jevnet morenenes rygger og lagt opp gruskjegler i dalbunnen. Men i litt større høyder over dalbunnen er morenenes grus helt igjennom usortert og upåvirket av vannstrømmene. Selv i dalbunnen kan finnes strekninger bare med usorterte morener. Disse må anees å ha ligget beskyttet av dødisen mens flommen gikk nedover dalen.

Eiendommelige avsmeltningstilstander gjorde seg gjeldende i nordre Østerdalen, hvor innlandsisens rest sperret avløpet. Så lenge isen demte Østerdalene ble smeltevannet stuvet opp til isfri skarhøyder i hovedvannskillet nåddes. Først gikk avløpene vestover, senere ettersom isen smeltet vekk fra skarene, nordover til Orkla og Gula. I de isdemte sjøer avsatte tilløpene sand og grus i stor utstrekning.

I forholdsvis lang tid hadde en bredemt sjø sitt utløp til Gula over vannskillet nord for Røros. Dette har høyden 660 m.o.h. og på dette nivå finner vi strandlinjer etter sjøens bølgeslag helt fra Atna i syd til vannskillet i nord. Til denne høyde sto også vannet i Rendalen, således som strandlinjene i Øvre Rendal,

Unset, Finstad, Brydalen og Tyldalen viser.<sup>1</sup> Over Barkalddkjølen er åsen så lav at sjøen i Rendalen stod i forbindelse med Glåmdalens. Mens der i Glåmdalen er flere høyereliggende strandlinjer, fins der i Rendalen bare dette ene nivå.

Glåmdalen og Rendalen var samtidig demt av is, som lå over Koppang—Storsjøtrakten. Isdemningen brast først i Rendalen, hvor vannet tømtes helt til dalbunnen, og en uhyre flom gikk nedover Rena. Men i Glåmas dal demte ennå isen så vannet herfra rant over Barkalddkjølen da vannstanden sank i Rendalen. I Alvdal, Tynset og Tolga er der terrasser som vitner herom langs de elver som renner ut i Glåma. Passhøyden ved Jutulhugget er 509 m o. h., og på en korresponderende høyde ligger der terrasser nordover dalen helt til Eid stasjon mellom Telnesset og Tolga. Vannstrømmen fra Glåmdalen til Tyldalen gikk til å begynne med over isen før den fant den laveste renne til Jutulhugget, og store akkumulasjonsterrasser vitner om flere stansninger i issjøens tappning fra 660 m's nivået til Jutulhuggets terskelhøyde på 509 m o. h. Hele Glåmdalføret oppover fins der moer mellom disse høyder, særlig der hvor de store tilløp munner, således ved Håelvans, Nøras, Telas, Tunnas, Aumas, og Follas utløp. Der er avsatt gruskjegler, som faller i forskjellige skarpt avskårne trinn ned mot dalbunnen.

Heller ikke Rendalen var på issjøens tappningstid isfri. Klumper av dødis lå igjen. Mellom isen og dalsiden har mange steder gått flommer og vassdragene har jevnet morenehaugene utover og iallfall i overflaten omleiret og sortert deres materiale.

### Glåmdalen.

Den alt overveiende del av løsmaterialet består av usortert bregrus. I dalbunnen langs elven fins moer med sortert sand og grus, deltaer og elvesenger etter avsmeltningstidens vassdrag. Elvebredden viser rullestengrus. Men mange steder ligger elvesengen også i bregrus.

Lisidene har bregrus. Morener i form av rygger og hauger når et stykke oppover liene, dog i alminnelighet ikke mer enn 40—50 m over elvens nivå. Materialets art lar seg som oftest

---

<sup>1</sup> Gunnar Holmsen: Rendalens bresjø. N. G. U. nr. 79, Aarbok for 1916.

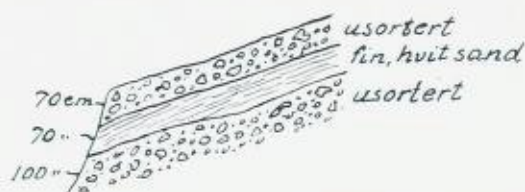
bedømme ved at blokker stikker fram i overflaten. Men det fins også morener som mangler blokker, eller hvor blokker er meget sparsomt til stede. Disse antas å være ablasjonsmorener, hvor smeltevannet i sin tid har fraktet morenens finbestanddeler, kvabben, ut på isen. Det usorterte, blokkførende bregrus danner underlaget både for det sorterte materiale i moene og for kvabbmorenene.

Nord for Barkald er der mye kvabb i bregruset, og enkelte hauger består bare av fin kvabb. Ved Urstrømmen ligger kvabbhaugene side om side med de blokkførende morener, men på elvens sydvestsida fra Urlimoen og helt til Alvdal ligger der kvabbmorener oppå den alminnelige morene. I forsenkningene mellom haugene trer bregruset i dagen.

Kvabbmorenen må ikke forveksles med issjøsedimentene, som kan ligge i sønderskårne terrasser, således at de morfologisk likner kvabbhaugene. Kvabbmorenen viser ikke lagdeling unn-tagen i overflaten, hvor den kan ha fått fluidalstruktur, da kvabben lett renner ut med smeltevannet hvis den mangler vegetasjonsdekke. Dertil vil en som regel kunne se en og annen blokk i kvabben. Først ved dødisens smelting er kvabbmorenen kommet på sin nuværende plass.

Kvabbmorenene kan ligge i lavere nivå enn breelvenes moer. Ved Aursjøbekkens utløp i Glåma syd for Barkald er kvabbhauger hvori ikke sees stener. Straks nordenfor ligger på samme side av elven en stor mo, hvis høyde overstiger kvabbhaugenes. Materialet i moen er grov rullestengrus. Den har to flate og jevne trinn, det øverste ca. 3 m høyere enn det laveste. Kvabbhaugene må her ha ligget oppå dødisen i så stor høyde at strømmen ikke nådde dem, ellers ville det finkornige materiale være ført vekk. Ellers ligger de helst ved foten av dalsiden, der hvor denne går over i dalbunnens flate mo. Opprinnelig har de formodentlig vært spredt over hele dalbunnen, men ble her tatt av breelvene og jevnet utover i avsmeltingstiden.

Avsetninger av breelvsand kan forekomme mellom lisidenes morenehauger som avsetninger i brerandsjøer. Meget store avsetninger av løsmateriale ligger ved 660 m's nivået ved enkelte bekker. Således langs Storbekken som kommer ned vest for Barkald mellom Barkaldvola og Urlivola. I denne mektige av-



*Snitt ved Alvdal kirke*

Fig. 10.

setning har imidlertid ikke vært noe snitt å finne. Liknende terrasser langs andre tilløp (eks. Tronsåen, Sølva m. fl.) viser seg å bestå av usortert bregrus, som i overflaten er omleiret av rennende vann, og det er ingen grunn til å tro at avsetningene langs Storbekken og Kjølthjernbekken er anderledes bygget. I de dypt nedskårne bekkedaler her har der ligget store morener. Issjøens bølgeslag har jevnet ut disses rygger liksom bekkene i avsmeltningstiden har bygget opp en akkumulasjonsterrasse ved sitt utløp. Lenger vest, på vannskillet mellom Storbekken og Auma, ved Stortjern, er et område med åsrygger.

Foruten de alminnelige breelvavsetninger som her og der opptrer fins der i lisdienes bregrusavsetninger undertiden innleiret lag av sortert sand. Et snitt med en sådan skiktveksel var sommeren 1942 tilgjengelig under utgravningen av en kjeller-tomt ovenfor Alvdal kirke. Et liknende snitt med usortert bregrus øverst viste også en gravning noen hundre meter lenger nord. Den lagdelte sands tykkelse er her større enn ovenfor kirken, men sanden var ikke gjennomgravet, så det underliggende bregrus, som utvilsomt er tilstede, kom ikke til syne. Denne lagveksel skyldes formodentlig at sand er avsatt i en sprekk inne i breen og at dette lag ved avsmeltningen er blitt dekket av usortert grus som har ligget oppå isen.

Dalbunnens moer ligger som oftest ensidig i innersvingen av elven. De kan ha en høyde av inntil 20 m over elven, men alminneligvis bare 6—8 m. Bredden kan nå opp til 6—800 m. Gamle elveleier er alminnelige. Så vidt en kan se i de få snitt som fins består materialet av sortert grus eller sand, men det forekommer at storstenet morene stikker opp gjennom elveavsetningen, som alle steds hviler på usortert bregrus.

At det er avsmeltningstidens vassfar og flommer som har bygget opp moene sannsynliggjøres ikke alene av deres store dimensjoner, men også av deres proksimale begrensning, hvor de helt umotivert kan stoppe med en bratt marebakke. Denne har ofte en form som kun kan forklares ved at moen er bygget opp mot en gjenliggende dødsklump.

Syd for gården Granviken, midtveis mellom Barkald og Hanestad, er en blokkmark som skaper ulende. Alt finmateriale i morenen er skyllet vekk av breelvene, så de storstenete elvesenger vanskeliggjør framkomsten. Mellom gården Granviken og plassen av samme navn er det uframkommelig med hjulredskap, og her er veinettet brutt i den dal, som vår største elv gjennomstrømmer.

Elvene Tegninga og Auma har lagt opp store grusører ved sine utløp i Glåma. Langs disse elver så vel som langs Storbekken har flommer lagt opp grusrygger, hvis materiales art ikke er til å skille fra de usorterte moreners.

### Jutulhugget.

Denne merkelige bergkløft er beskrevet av Reusch<sup>1</sup>, Schetelig<sup>2</sup> og Holmsen<sup>3</sup>. Foruten ved sine store dimensjoner tiltrekker kløften seg oppmerksomheten ved sin bemerkelsesverdige beliggenhet idet den skjærer tvers igjennom Barkaldkjølen. Hvis den er skåret ned av rennende vann som et gjel ved en elvs tilbakegående erosjon, må følgelig dens terskelhøyde en tid ha ligget på kjølen passhøyde, og det vil si over 100 m høyere enn stupets rand nå ligger. Stupet har nå høyden 60 m over Glåmas nivå ved Barkald, men engang har det altså ligget ca. 175 m høyere enn Glåma ved Barkald. Glåmas dal må etter dette engang ha vært oppdemt til samme høyde som den hvorpå nå Røros ligger.

Schetelig antok at kløften er dannet av avløpet fra den bredemte sjø i Glåmdalen etterat isdammen i Rendalen var gjennombrutt. — At Jutulhugget på dette trinn i avsmeltningen har gitt avløp for Glåmdalens bresjø er sikkert. Men det synes lite trolig at en så stor erosjon som denne lange og dype bergkløft representerer, kan være utført på så kort tid som dette avløp

<sup>1</sup> Naturen 1878.    <sup>2</sup> Naturen 1910.    <sup>3</sup> Naturen 1943.

stod på. Kløften er sikkert eldre enn fra siste istid, og lå ferdig til å innfange avløpet for den bredemte sjø, her hvor ryggen mellom Glåmas og Renas daler er på det laveste. Kløften har nok krevet meget lengre tid enn den forholdsvis korte periode det tok før isdemningen i Koppangtrakten smeltet, og Glåma fikk sitt nåværende løp. En kløft som denne utarbeides nedenfra og oppover, motstrøms, og det tar sin tid, selv i oppsprukket fjell.

Jutulhugget begynner med en botn, hvori veggene faller stupbratt ned mot bunnen. Bergarten er en kvartsittisk sparagmitt som ligger med nesten vannrette lag. Den er gjennomført av loddrette og vannrette sprekker, og der er hyller og avsatser fra randen ned mot bunnen. De loddrette vegger er i rikt mon bevokset med gulgrønn lav, mens hyllene og bunnen har hvit renlav. Innunder styrtingene ligger svære urer.

Langs randen av kløften er berggrunnen for det meste bar, og jordsmonnet er så magert, at der bare kan vokse spredte furutrær i en bunn av lyng og lav. Bergartens lag stiger trappe-trinnformig oppover mot åsens høyeste, og det er ulendt og tungt å gå langs randen, men ennå verre er det å komme frem nede i kløften.

Bunnen av botnen ligger et halvt hundre meter lavere enn Glåma. Herfra er det fremkommelig utover kløften mot Tyldalen, men det er en ustanselig klatring opp og ned over storstenet ur. Først stiger en fra den gryteformige forsenkning opp en bratt voll av 60—70 m's høyde. Den er dannet av to urer som møtes, en fra nordsiden og en fra sørsiden. Kløften er her trang mellom de halvannet hundre meter høye fjellhamre, og her skifter den brått retning fra sin øst-vestlige til mer nordøstlig.

Lenger utover kløften tiltrekker noen stener, store som hus, seg oppmerksomheten. Deres kanter er avrundet, og i nærheten ligger en hel del mindre, tydelig strømrullede stener på flatsiden, den ene skjellformig oppå den annen som stener i et elveleie pleier å orienteres av strømmen. Ennu lenger ute sees fast fjell i bunnen, og dette er avrundet som berget i en elv. Der er således alle tegn til at der har gått en kraftig vannstrøm gjennom kløften.

Nær Jutulhuggets utløp i Tyldalen får kløften atter samme øst-vestlige retning som den begynner med. Her ligger et lite



tjern, Hugtjernet, avmerket på rektangelkartet med høydetalet 331 m. Det har avløp til Tysla. Da Glåma ved Barkald ligger på høyden 448 m, er altså Tyslas dal vel 100 m dypere nedskåret enn Glåmas. Dette er jo en rett betydelig nivåforskjell, og det er verd å legge merke til at her er det ikke hovedvassdragets dal som ligger dypest. Vannstrømmen har følgelig aldri kunnet gå fra Tyldalen til Glåmdalen, men har måttet følge den motsatte retning. Derfor må Rena i sin tid ha utgjort hovedelven.

Det er tydelig å se, at det er fjellets sprekkretning som har vært bestemmende for kløftens forløp. Både ved dens begynnelse nær Barkald og ved dens utløp i Tyldalen er de loddrette sprekkers retning øst—vest, mens sprekkretningen langs kløftens midtparti danner 30° vinkel hermed. Berghamrene har loddrette stup i overensstemmelse med sprekkene.

Anleggene til kløften må derfor søkes i bergets sprekkretning. Berget er så oppstykket av sprekkene at det likesom er oppdelt i klippeblokker. Men hvor er det blitt av den stein som opprinnelig fylte kløften?

Det er dem som mener, at Jutulhugget er en jordskjelvsprekk, og at kløftens innhold har sunket ned i jordskorpen. Dette er lite trolig. En jordskjelvsprekk slutter aldri så brått som denne kløften gjør.

Det kan være spørsmål om det er breis eller rennende vann som har ført den oppsprukne berggrunn vekk. Akkurat hvor Jutulhugget munner ut i Tyldalen ligger en veldig morene. Men den ligger ikke slik til at steinene i denne kan være ført ut av kløften alene. Den går tversover dalen, og når på begge sider opp til 100 m over elven. Materialet i den består av stedets bergart. Blokkene er til dels meget store. Tilblendingen av finere bestanddeler er liten, så den bare bærer en mager vegetasjon av rensdyrlav og spredte furutrær, stykkomtil er den endog vegetasjonsløs. Pl. 1, fig. 2 viser et fotografi av morenene tatt fra Tyldalens vestlige dalside. Tysla ligger dypt nedskåret til venstre i den høye morene. Partiet på elvens østside sees på bildet. Det står avlagt på rektangelkartet med navnet Raneggen (formodentlig rettere „Randeggen“), men dette skal være betegnelsen

for den del av morenen som ligger på elvens vestside, og hvor der er forskjellige render å se i vannrett eller nesten vannrett leie bortover morenen. Den østre rygg kalles Falleggen — her går elven i fossefall utover morenen.

Vi vet at den siste isbevegelse har gått oppover dalene i nordre Østerdalen. Langs Barkaldvegen er sikre skuringsstriper å se. Men den store morene i Tyldalen er kanskje fra en eldre tid, da brebevegelsen gikk nedover dalene. Morenens form tyder herpå. Nordsiden er steil som en iskant skulle ha støttet den, og sydover er den oppdelt i store steinurer, dels flate felter, hvor finmaterialet er ført vekk av breelver, og dels morenehauger med store blokker i overflaten. Langs den vestlige dalside sees endog terrasser i flere nivåer. Det er tydelig at vannmasser fra Jutulhugget har rent ut over morenene.

I mellomistid eller før istidene må det nåværende Glåmas vannsystem ha gått over Barkaldkjølen, det vil si ca. 170 m over den nåværende dalbunn ved Barkald. Hvordan Glåmdalen har sett ut før den siste nedising vet vi lite eller intet om. Men beliggenheten av den svære bergkløft tvers over ryggen mellom de to dalfører taler sitt tydelige språk om at vannløpene i en interglasialtid eller kanskje endog lenger tilbake, i preglasial tid, må ha vært meget forskjellige fra nåtidens. At Tyslas dal, og nedenfor den Renas dal, ligger så meget dypere nedskåret i berggrunnen enn Glåmas, skyldes sannsynligvis også at der i lang tid har gått en vannrikere elv her enn nedover Storelvdalen.

### Tyldalen.

Tyldalens utseende er meget forskjellig ovenfor og nedenfor Jutulhugget. Ovenfor er dalbunnen flat, bred, myrlendt og fylt med finkornig sediment. Elven har litet fall og bukter seg mellom sandmeler av flere meters høyde fra den ene dalside til den annen, men ved den store morene foran Jutulhuggets åpning skifter dalen brått karakter. Elven faller her på en kort strekning 60 m og går i stryk og foss over kjempestore blokker, og lenger nede har dalbunnen bare grovblokket morenemateriale hvori bekkene fra Fonnåsfjellet forsvinner mellom stenene.

Morenen når på begge dalsider som før nevnt opp til 100 m's høyde over elven. Langs Tysla er der friske brudd som viser materialets morenekarakter. Blokkene er til dels meget store og stammer fra stedets berggrunn av grøvkornig sparagmitt. I overflaten er alt finmateriale vasket bort, og de største blokker er samlet i elvesengen. Morenens materiale angir ikke med sikkerhet fra hvilken kant breen er kommet. Der fins nok noen fremmete blokker, men de kan være kommet så vel sydfra som nordfra. Dens form sier derimot mere. Nordsiden er steil som om en iskant skulle ha støttet den, og sydover har den dels store flate felter, hvorfra finmaterialet er ført vekk av breelver, og dels morenehauger med store blokker i overflaten. Der er breelvløp i forskjellige høyder, men disse kan jo også være etter vannmasser fra Jutulhugget, som har skiftet leie ettersom dødisen smeltet.

Lenger syd i dalen ligger morener av en annen art. Morenehauger når opp i lien til 80 à 90 m's høyde over elven. De har mindre av blokker enn morenen ved Jutulhugget, og innimellom morenene fins hauger med lagdelt sand. Ved hovedveien, omtrent rett øst for Nygårdengen, sees et snitt i en sandrygg med fin, horisontalt skiktet sand, gulaktig av farge. Øverst i snittet er lagene kruset etter jordsig. Både nordenfor og sønnenfor sandryggene ligger morenehauger. — Et par hundre meter lenger nord har veivesenet et stort grustak med sortert sand og grus. Disse sandforekomster er avsatt i dammer mellom dødisen og lisidene. — Ellers består haugene av usortert bregrus. Deres beliggenhet opp til samme høyde i lien som sandryggene er påfallende. Siden de ikke er omleiret av smeltevannet må det under avsmeltningstiden ha vært beskyttet av dødisen.

Nedenfor morenene er et belte med gruskjegler etter breelvene, der trinnvis faller ned mot sammenløpet med Unsetåen. Mellom Storbekken og Elvål er en rekke trinn av gruskjegler, nordligst i ganske stor høyde over elven.

Ovenfor morenen ved Jutulhugget ser dalen ganske anderledes ut enn nedenfor. Morenen danner en terskel som demmer opp for avsetninger av finsand og kvabb i dalbunnen. Elven har sandbunn og ligger i et ofte nokså bredt, nedskåret leie. I elvemelene sees lys, fin lagdelt sand, og i grustakene sees kvabb

under et metertykt lag av sortert grus. Lave hauger og rygger av kvabb, hvori enkelte store blokker, sees nederst i dalsidene. Det er tydeligvis deflasjonsmorener.

Den del av dalen som kartbladets nordligste del omfatter er tett bebygget. Gårdene ligger på en mektig dalfylning som når høyt oppover lisdene, i kirkebygden nesten til strandlinjenivået. Materialet i dalfylningen er overveiende finkornig. I overflaten er finsand og kvabb fremherskende. Men dype snitt viser at dalfylningens kjerne er av usortert grus hvori spredte blokker forekommer.

### Unsetåens dal.

Langs Unsetåen går der terrasser av stor mektighet helt fra Unset sydover til hoveddalen. Pl. II, fig. 1.

På vestre bredd hvor elveterrassen begynner like ovenfor Unset er et naturlig snitt som kalles Stor-Skrea. Elvebruddet er flere hundre meter langt og ca. 25 m høyt. Materialet består av dårlig sortert grus- og stenlag, hvori stenene er rullet. Terrassens høyde faller nedover mot elvesammenløpet ved Elvål. Snittene ved Elvål viser vel sortert sand. En stor sandhaug på sørsiden av Tysla synes å være en rest av samme terrassenivå.

På Unsetåens østre bredd er flere avsatter etter gamle elvefar. Ovenfor disse ligger syd for gården Lien en stor terrasse med fin sand i overflaten. Den fortsetter sydover langs elven, hvor materialet i overflaten blir grovere og med flere og flere oppstikkende blokker. Et lite stykke nedenfor veibroen er et ras, Gammel-Embrets løpet. Dette brudd er sine 50—60 m høyt. Materialet er morenemateriale som står i meget steil skråning med mest av små blokker, men også med enkelte store. Helt usortert er materialet ikke.

Denne terrassen langs Unsetåen har ved utløpet i Rendalen en høyde på ca. 60 m over dalbunnen. Elven går nedenfor broen i et berg-gjel, hvorigjennom en masse materiale er ført ned i hoveddalen. På dennes østside begynner en ny og lavere terrasse.

I lien nord for Unset er morenehauger med svære blokker så langt nordover som til Kverninga. Nær Ugleåsen er et grustak som viser strømskiktning av sand og vel rullet grus i en haug langs veien. Nord for nordre Ugleåen er der flere nybygg som ligger på kvabbauger, hvori blokker er sparsomt til stede. Dette

er morener fra dødisen. Nederst ved elven er der noen flate elvemoer av flomsand. De brukes som england.

Langs Neka er der morener med usortert bregrus, og herfra nordover til Finstad tallrike morenehauger. Imellom disse treffes rygger med åsgrus, således straks nord for veien til Nekli sr. og ved gården Berget. Likeså ligger begravelseplassen nedenfor Væråmoen på en ås, som går på tvers av dalretningen, og videre opp i Værådalen følger elven en lang sand-ås. Disse forekomster av sandrygger er avsetninger i dødissens sprekker og hulrom mens de blokkrike morener i lisdene må oppfattes som skuvrandannelser langs aktive breer.

Finstadbygden ligger på dalnesset mellom Væråen og elven fra Finstadsjøen. Hoveddalføret fortsetter nordover der Væråen går, og det er derfor sannsynlig at elven fra Brydalen før den siste istid har gått vest for Finstadkletten til Værådalen gjennom den dal, hvor Rørtjernet ligger (se kartbladet Tynset) istedenfor som nå til Finstadsjøen. Rørtjernet ligger bare 23 m over dalbunnen i Brydalen, og til denne høyde er der under istiden avsatt sand og grus som demmer for det gamle løp så vannet fra Brya nå går gjennom Finstadsjøen.

På den bredemte sjøs nivå sees i begge dalsider en tydelig strandlinje. I Fonnåsfjellet går den nesten sammenhengende. Ved bekkene er der akkumulasjonsterrasser, ellers er strandlinjen utformet som en erosjonslinje.

Kverninga som renner ut i Unsetåen nordenfor Unset er dypt nedskåret i bregruset helt fra sammenløpet med Fjellbekken. Dette viser, at bregruset har stor mektighet. Tallrike ras viser materialets morenekarakter.

### **Rendalen.**

Dalbunnen er flat og fylt med finkornige sedimenter. Langs lifoten ligger nord for kirken en terrasse som på dalens østside går sammenhengende med terrasser langs Unsetåen, og på vestsiden av elven går den fra Myrberget til kirken. Fotografiet Pl. II, fig. 2 viser den sett sydfra. Snittene viser, at terrassen består av usortert grus med et lag sortert materiale oventil. Stenene er ofte rullet her som i terrassene langs Unsetåen. Finmassen er fin, hvit sand. Terrassen er tydeligvis oppstått

ved at gamle morenehauger mellom dalbunnens dødis og lisidene er planert av breelver. Ovenfor denne terrasse er morenehauger oppover begge lisider. Så vel langs veien til Hanestad som langs veien til Misterdalen sees skjæringer i tett pakket, usortert bregrus, som antas å være gamle sidemorener etter en dalbre. De ligger med sin lengderetning oftest på tvers av dalen. Men på dalens østside sees også langstrakte, meget høye og bratte rygger, som formodentlig er bygget av åsgrus. Snitt mangler, men når der ikke sees blokker i overflaten er det sannsynlig at materialet er sortert.

Morenehaugene når i den østlige dalside opp til 600 m's høyde, eller ca. 350 m over dalbunnen. Langs veien til Misterdalen sees kvabdmorener med eller uten blokker over det almindelig utbredte bregrus i høyder mellom 550 og 600 m. Disse må oppfattes som ablasjonsmorener. — Langs Kværninga er en høy rasmel i morenemateriale, hvorigjennom elven har skåret seg dypt ned. Den har endog uterodert et lite berg-gjel, hvori den nå går. Oventil er denne morene utjevnet til en heldende gruskjegle, som nederst ender med en bratt marebakke der hvor dødisen lå.

Ovenfor terrassen vest for Hogsetåsen er store ubevokste blokksamlinger. Det er sannsynligvis breelver som har ført med seg finmaterialet.

Strandlinjen fra 660 m's nivået sees i Trønneskampen og i Kvernhue. Den siste er den sydligste issjøstrandlinje i Rendalen.

### **Misterdalen og Horndalen.**

Fjellvidden mellom Rendalen og Misterdalen, hvorfra en del fjell hever seg til 1200 m, ligger på omkring 900 m o. h., og øst for Misterdalen dominerer Sølen med topphøyde opp til 1751 m o. h. På fjellvidden synes gruset å ha stor mektighet.

I alle daler og forsenkninger ligger morenehauger, som når opp til 850 m's høyde. Høyere opp er der på bratte steder frostsprengt fjell, og på flatene et jevnt dekke av bregrus. Materialet i grustak og veigrøfter viser at stenene er kantslitt og rullet. Marken er bevokst med renlav hvori lyng og dvergbirke.

Ved Misterdalssetrene er Mistras leie nedskåret i bregruset. Langs dalsidene er lave, langstrakte rygger med myrstriper imel-

lom. På sydskråningen av Tandvola er store grusrygger, og oppover Misterdalen til forbi Nyseter er morenehauger som når så høyt opp som skogen går. Det samme er tilfelle i Horndalen. Imellom morenehaugene sees hyppig breelvieier hvor finmaterialet er vasket vekk så en storstenet elveseng er blitt liggende tilbake. Noen breelvieier er dypt nedskåret i bregruset. Kjelåsbekken i Horndalen ligger i et sådant leie, likesom et ganske stort breelvfar går forbi Skånborkeasetrene. Kjelåsbekkens breelvieie munner ut i en stor, flat mo, som ligger fritt til i dalsiden. Her har øyensynlig en stor breelv tømt seg i en oppdemning mellom dalsiden og dødisen. Der er også her en pen strandlinje.

I Tisvolas nordøstskråning sees ikke mindre enn 5 strandlinjer over hverandre. Den største er utformet som en sete med en 10—15 m bred, hellende seteflate på høyde 940 m o. h. Fra utløpet av Øversjøen som standplass kan en på lavere nivå i Tisvola se en hel rekke israndlinjer med svak helling mot nord.

I Tandvolas østskråning ligger også en strandlinje, men i skråningen av Sølen sees ingen spor etter strandlinjer.

Øversjøen mellom Tisvola og Sølen har høyden 783 m o. h. Til sjøen fører fra syd et breelvieie som ender i en stor gruskjogle ved sjøens søndre ende. På vannskillet, ca. 850 m o. h. mellom Øversjøen og Smørhulbekken er to store, tørre breelvieier, som danner dypt nedskårne daler i bregruset. Det vestre fører tversover vannskillet, hvorfra det også har fall mot Smørhulbekken.

Mellom Veslemistra og Horndalen er det ulende med morenerygger og renspylte stenurer, hvor smeltevannet har revet bort finmaterialet. Kjelåsfjellet ligger her, og det er bare den øverste kalott av det som hever seg over morenebeltet og mangler morenerygger.

### **Sølendalen.**

Dalbunnen er bred, flat og myrlendt. Elven renner med litet fall og går i buktninger. Langs bredden sees torvjordblandet sand i meterhøye åpne brudd, og tilløpene fører med seg meget sand som grunner opp elvesengen. Nederst i dalsidene er der sandhauger og hauger med grovt breelvgrus uten at der sees noen sammenhengende ås langs dalen. Ovenfor sandhaugene er more-

ner med usortert bregrus til 60 m's høyde over elven. Grusavsetningene i lisdene synes å være mektige. Fast fjell sees ikke. Ovenfor morenebeltet er der flate moer, således mellom Sølensjøen og Hogsetvollen. Her er flere, tilsynelatende aldeles horisontale avsatter.

Ved søndre ende av Sølensjøen, som omfattes av kartbladet Søndre Femunds ramme, er der et ulende av morener, men dette morenebelte når ikke inn på Øvre Rendals kartområde.

\*

Det er påfallende at morenehaugene skal finnes bare i dalene under ca. 850 m's høyde. Riktignok har isen hatt sin største tykkelse, og dermed også kanskje sitt største innhold av grus over forsenkningene, hvorav bevegelsen har vært hemmet. Men hvis alt dette morenemateriale er ført på sin plass under den siste nordvestlige isbevegelse blir det uforståelig at der ikke fins morenerygger på fjellvidden. Det er derfor sannsynlig at det stammer fra et tidligere istidstadium. Under avsmeltningstiden er imidlertid de gamle morener for en stor del blitt omformet. Deres finmateriale er oventil vasket ut og ført vekk med breelvene. En del sand er atter kommet til avsetning i dødisområdet, enten som brebranddannelser eller som sedimenter i større åpne områder av bresjøene, eller som kvabbavsetninger på isens overflate. De morener innen dette område av kartbladene Øvre Rendals og Tynsets dalfører som kan erkjennes som ablasjonsmorener fra dødisen, synes alltid å være kvabbholdige.

### Sølen.

I Sølen er tre nordvestvendte botner, hvorav nordre Sølenhullet er den største. Stupbratte sider går ned til denne botndalen, hvori der ligger 2 tjern. På kartet er avlagt bare ett hvis høyde er angitt til 1085 m o. h. Innenfor dette ligger et like stort tjern, litt høyere enn det første. Botnens bunn er så flat at bekken fra det indre tjern går i mange slyngninger og renner stille. Berggrunnen stikker fram og mellom de to tjern går der en anseelig bergrygg langs etter dalen. Den dekkes utenfor det ytterste tjern av bregrus. Lenger nede på fjellet er nok morenemateriale med en masse blokker i overflaten, men ikke mere enn en kan se



andre steder langs Sølen. Der fins ingen skuvrand. Det materiale som botnbreen i sin tid har erodert ut av fjellet er fjernet under den siste istid, formodentlig under dennes sluttstadium med nordvestlig brebevegelse.

I søndre dalside sees loddrette nord-sydgående sprekker, hvorfra ur raser ned og legges opp i botnens bunn. Fotografiet Pl. III fig. 1 viser to av disse.

Sølen skaret skjærer gjennom fjellet i nordvest—sydøstlig retning, og skiller en topp sønnenfor skaret på 1679 m o. h. fra de to høyere nordenfor. Skarets bunn er 1236 m o. h. Berggrunnen er her dekket av ur som raser ned fra begge sider, og som på det høyeste er sammenskjøvet i voller. Den nedraste ur gir skaret et U-formig tverrsnitt således som fotografiet Pl. III fig. 2 viser, men den form skyldes altså ikke breerosjon.

Vegetasjonsløs ur går i Sølen ned til 1200 m o. h.

## Summary.

### Glacial and Post-Glacial Deposits.

In this paper are supplements given to explain the attached geological map of Øvre Rendal.

Regarding general features of geological significance in the district the author refers to the descriptions of the previously published maps of Nordre Femund, Søndre Femund, and Tynset.<sup>1</sup>

As indicated by erratic boulders and glacial striations, the glacial drifts in this part of the country was directed towards the North-West, up through valleys and against the slope of the land. Though the striae in Øvre Rendal are mostly doubtful, and the origin of far transported erratic boulders are not to be determined, beach lines of glacier seas show that even in the present area the ice moved towards the North-West.

At the last stage of the ice-age, during the melting period, the movement of the ice stagnated, and the level of the ice-sheet sunk. Remnants of the inland ice remained in the valleys as dead glaciers for some time after it had left the mountains.

Besides the ablation, a recession of the ice took place from the region of the water shed towards the ice shed, situated in the Koppang—Storsjø district. At the ice shed the ice was thicker than at the water shed, and consequently a remainder of the inland ice stayed on the ice shed even after the glaciers had melted in the passes to the West and North West. The draining system of the Glåma river was closed by the ice remaining, and a series of large lakes became dammed between the remainder of the ice and the ice-free passes at the water shed.

---

<sup>1</sup> N. G. U. nr. 144, 148 and 175.

During a relatively long period the ice-lake in Østerdalen had its outlet through a pass near Roros to the Gula River. At the level of the pass, 660 m above the sea we find numerous shorelines in the valleys of Glåma and Rena and their side valleys, some of them eroded in the gravel of the slopes by the dashing of the waves, others built by stream depositions in the lake. First the ice dam gave way to the pressure in Rendal valley. Thereby an outlet was opened for the Glåma lake through a canyon at Barkald, Jutulhugget, and for a time the water passed from Glåma to Rena. In the valley of Glåma terraces at the level of the Jutulhugget threshold give evidence of this stage.

Probably the Jutulhugget canyon is older than the melting period. The canyon was finished before the ice lake in Glåma valley found its outlet here. The cleft cuts through the ridge between Glåma and Tysla. Its depth exceeds 200 m. The end of the canyon near Barkald is surrounded by steep precipices of 114 m height, and its bottom lies 50 m below the level of Glåma. If the Glåma should reach the threshold of the cleft today, the height of the water must rise 64 m. Saying that the canyon has been eroded by running water we must suppose an even higher level of Glåma, so high that the water must once have passed the ridge between Tysla and Glåma, 180 m above the present level.

In the district between the water shed and the ice shed the moraine ridges are generally deposited in the valleys. Ridges containing morainic matter are to be found as high up as about 850 m. Above this level, which corresponds to the forest limit, we find an even cover of ground-moraine on the rock ground, and ridges are very scarce. — Concerning the question why the moraines occur only in valleys and depressions different opinions are brought in. The present author maintains that a great deal of the valley moraines are front-moraines belonging to a local glaciation at the beginning of the ice age. These moraines have lain undisturbed under the ice sheet during the north-westerly motion of the ice. We must suppose that the resistance to the motion, which went against the slope of the country, was great at the basal layers, and that the sole of the ice in depressions

and deep valleys was lying practically still while the displacement went on in the upper part of the ice only.

Besides the front-moraines in the valleys we find ridges of sorted sand and gravel, as well as ridges of morainic matter originating from the surface of the glacier (ablation moraines). In the angle between the valley's side and its bottom occur terraces of more or less sorted sand and gravel accumulated by streams in the depression between the dead glacier and the valley slope.

Trykt februar 1952.

## PLANSJER



Tyldalen mot syd fra Tronfjell.

Fig. 1.

G. H. 6. april 1908.



Morenen foran Jutulhugget  
sett fra Huggets sydside.

Fig. 2.

G. H. aug. 1911.



Storskrea, Unsethén.

Fig. 1.

G. H. aug. 1941.



Dalfylling ved Øvre Rendal kirke sett fra syd.

Fig. 2.

G. H. sept. 1942.





Nordre Sölenhullet. Fig. 1. G. H. 30. juni 1941.



Sölenskaret.

Fig. 2.

G. H. 26. juni 1941.



Løse avleiringer

- Sortert sand og grus (breccigrus, isjosediment) Glacial
- Sortert sand og grus (elvasvettning) Postglacial
- Bregrus
- Gruskjelle
- Morenevoller
- Ås
- Breelvie, spylerenne
- Store blokker fra underlaget
- Skuringsstripe med observasjonspunkt
- Strandlinje i bresjø

Berggrunn

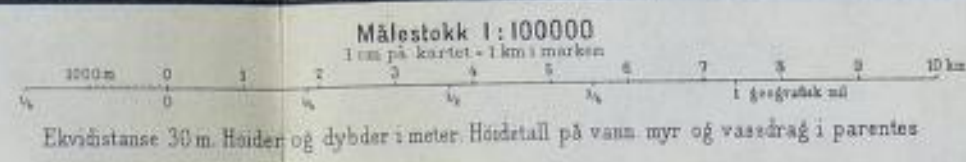
Allocthon

- Grønnskifer etc. tilhørende trondhjemsfeltet (s: Usikre små forekomster nær vestlige kartgrense)
- Tillitt
- Lys sparagmitt
- Konglomeratskifer, Kalk
- sk: Skifer
- Mørk sparagmitt

Autocthon

- Kalkblokker ved Unset (Autocthon kambresilurisk?)
- Kvartssandsten (grå sparagmitt, kvartskonglomerat, b: Blikkvarst)
- Tillitt (basaltillitt)
- Gabbro, diabas, doleritt av Åsbytypen (østisk)
- Kvartsporfy
- Granitt, øygranitt
- Strøk og fall, henholdsvis steil og flat lagstilling

Utarbeidet på grunnlag av rektangelkart Øvre Rendal. Litografert og trykt i Norges geografiske oppmåling 1950.



Angående utførelsen av den geologiske kartlegging henvises til: Chr. Oftebald og Gunnar Holmsen N. G. U. nr. 177.