

27877

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 194

YTRE RENDAL OG STOR-ELVDAL

BESKRIVELSE TIL
DE GEOLOGISKE REKTANGELKART

Summary :
*Geological description of the map-sheets
Ytre Rendal and Stor-Elvdal*

AV

PER HOLMSEN OG CHRISTOFFER OFTEDAL

MED 2 GEOLOGISKE KART, 39 TEKSTFIGURER
OG 11 TABELLER

—○(○)—

OSLO 1956

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO



Innholdsfortegnelse.

	Side
<i>Forord</i> (P. H.)	5
<i>Tidligere geologiske undersøkelser</i> (P. H.)	7
<i>Populær oversikt over områdets geologiske utviklingshistorie</i> (P. H.)	10
<i>Tektonikk</i>	14
Forkastninger (P. H.)	14
Den tektoniske stil (P. H. og Chr. O.)	14
Overskyvningene og deres alder (P. H. og Chr. O.)	16
<i>Grunnfjellet</i>	22
Grunnfjellsområdet i Rendalen syd for Andrå (P. H.)	22
Grunnfjellsflaket ved Mistra (P.H.)	24
Overskjøvet grunnfjell ved Andrå (P.H.)	27
<i>Autoktone sedimentbergarter øst for Rendalen</i>	28
Moelv-sparagmitt (P. H.)	28
Moelv-tillitt (P. H.)	28
Basal-tilitt ved Andrå (P. H.)	29
Basal-tilitt ved Møra (P. H.)	32
Tillitt i Ludalen (P. H.)	32
Ekre-skifer mellom Ludalen og Storsjøen (P. H.)	33
Ekre-skifer i øst omkring Osdalen-Mistra (P. H.)	33
Kvartssandstensavdelingen (P. H.)	34
Kambrisk skifer ved Andrå (P. H.)	37
Sort skifer ved Grøndalsseter (P. H.)	38
Kambriske skifer med basalkonglomerat ved Deset (P. H.)	38
Orthocer-kalk (P. H.)	39
<i>Skjøvne sedimentbergarter øst for Rendalsforkastningen</i>	41
Moelv-sparagmitt (den lyse sparagmitt) (P. H.)	41
Tillitt (P. H.)	42
Ekre-skifer (P. H.)	44
Kvartssandstens-dekket (P. H.)	46
Bergartene i Kvartssandstens-dekket (P. H.)	48
Tektonikken i Kvartssandstens-dekket (P. H.)	51
Ogygiocaris-skifer ved Storsjøen nord for Andrå (P. H.)	53
<i>Rendalsforkastningen</i> (P. H.)	55
<i>Parautokton serie vest for Rendalen («Bjørånes-vinduet»)</i> (Chr. O.)	59
Lerskifer (Chr. O.)	59
Mørk sparagmitt (Chr. O.)	60
Rød (Moelv-)sparagmitt (Ch. O.)	60
Tillitt (Chr. O.)	60
Ekre-skifer (Chr. O.)	60
Kvartssandsten (Chr. O.)	62
<i>Sparagmitt-dekket</i> (P. H. og Chr. O.)	63
Mørk sparagmitt (Chr. O.)	64
Konglomerater i mørk sparagmitt (Chr. O.)	68
Biri-konglomerat (Chr. O.)	68
Rester av Biri-kalk i strøket Stai-Imsdalen (Chr. O.)	71
Biri-skifer syd for den mørke sparagmitt (P. H.)	72

	Side
Biri-skifer og Fron-sparagmitt nord for den mørke sparagmitt (Chr. O.) ..	72
Moelv-sparagmitt vest for Rendalens sydlige del (P. H.)	75
Tillitt (P. H.)	76
Ekre-skifer (P. H.)	78
Kvartssandstensavdelingen (P. H.)	78
<i>Serien mørk sparagmitt og lys sparagmitt omkring Atna (Chr. O.)</i>	<i>80</i>
Mørk sparagmitt (Chr. O.)	81
Skifer i den mørke sparagmitt (Chr. O.)	81
Biri-konglomerat (Chr. O.)	81
Lys sparagmitt (Chr. O.)	82
<i>Petrografisk beskrivelse av sparagmittene vest for Rendalen (Chr. O.)</i>	<i>84</i>
Den parautoktone sedimentserie (Chr. O.)	85
Sparagmitt-dekket (Chr. O.)	86
<i>Kvitvola-dekket. Innledende bemerkninger (P. H. og Chr. O.)</i>	<i>88</i>
Kvitvola-dekket øst for Rendalen (P. H.)	90
Kvitvola-dekket nord for Ottnes (P. H.)	93
Lys sparagmitt øst for Bjørånes (Chr. O.)	94
Mora-sparagmitt (Chr. O.)	95
Koppangfeltets dolomitt-bergarter, skifre etc. (Chr. O.)	96
Petrografisk beskrivelse og kjemisk sammensetning av Koppang-feltets bergarter (Chr. O.)	107
Lys sparagmitt i sonen Malmskarvola-Storåsen (Chr. O.)	110
<i>Undre Jotundekke. Innledende bemerkninger (P. H. og Chr. O.)</i>	<i>115</i>
Jotunbergarter i strøket Kivfjell-Ulvbergkletten (Chr. O.)	116
Om øyegneisdannelse (Chr. O.)	118
Øyegneis (Chr. O.)	119
Ottlaukampens kompleks og Valsjøbergets øyegneis (P. H.)	121
Om opprinnelsen av Jotun-dekkets bergarter (P. H.)	124
Skyvningens retning og størrelse (P. H.)	125
<i>Økonomiske nyttbare mineraler og bergarter (P. H. og Chr. O.)</i>	<i>126</i>
<i>De løse avleiringer (P.H.)</i>	<i>128</i>
Innledning	128
Systematisk inndeling av løsavleiringene	130
Isskuringsstripene og isbevegelsens retning	134
Isskilletts beliggenhet og flyttblokkenes transportretning	135
Spør etter en tidligere nedisingsperiode	137
Smeltevannløpene og isrestens beliggenhet	138
Forskjellen mellom beliggenheten av isskillet og isresten	144
Den glacifluviale dalfylling	146
Tørrdaler	150
Daltvernsnittets utvikling	150
Merker etter tapningskatastrofen av Nedre Glåmsjø	153
Klimatiske svingninger etter istiden	154
<i>Summary (P. H. og Chr. O.)</i>	<i>155</i>
<i>Litteratur</i>	<i>171</i>

Forord.

Kartbladene Ytre Rendal og Storelvdal er for fjellgrunnens vedkommende kartlagt av Per Holmsen og Chr. Oftedahl. De løse avleiringer er for kartblad Ytre Rendals vedkommende kartlagt av Gunnar Holmsen med Ivar Streitlien og Gerd Vogt som medarbeidere, for kartblad Storelvdals vedkommende av Fredrik Husebye og Per Holmsen.

Kartleggingen av fjellgrunnen ble påbegynt under krigen i 1942, i samarbeid mellom de to forfattere. Herunder falt det naturlig å dele området i to halvdel, langs kjølen mellom Rendalen og Glåmdalen. Chr. Oftedahl tok ansvaret for kartleggingen av den vestlige del, Per Holmsen tok ansvaret for den østlige. Men hele tiden har forfatterne stått i stadig samarbeid, til dels også med gjensidige besøk i deres respektive arbeidsfelter. Dette samarbeid har hele tiden fungert godt og har vært til stor hjelp og nytte for begge parter ved fortolkningen av de kompliserte stratigrafiske og tektoniske forhold innen de forskjellige deler av kartområdet. Da begge forfattere samtidig har hatt andre arbeidsoppgaver, har det enkelte år blitt liten eller ingen tid til markundersøkelser. Undersøkelsene har derfor strukket seg gjennom en lengre årrekke, og ble først avsluttet i 1953. Begge forfattere tror imidlertid at det har vært gavnlige for den geologiske forståelse at arbeidet har kunnet trekkes ut over så vidt lang tid.

Forfatterne har lagt en tektonisk hovedinndeling til grunn for den geologiske beskrivelse. For leserens orientering om hvem av forfatterne som har skrevet de respektive avsnitt er det tilstrekkelig å se på innholdsfortegnelsen, hvor artikler skrevet av Per Holmsen er gitt signaturen P.H., artikler skrevet av Chr. Oftedahl er gitt signaturen Chr. O.

Forståelsen av fjellbygningen innen hele sparagmittområdet forutsetter et korrekt kjennskap til de tektoniske og stratigrafiske forhold

i Mjøs-området. Forfatterne har derfor søkt informasjon hos villige kolleger, og ønsker herved å rette en takk, spesielt til Steinar Skjeseth for den verdifulle bistand han har gitt gjennom samtaler ut fra sitt intime og omfattende kjennskap til Mjøs-traktenes stratigrafi og tektonikk.

Kartleggingen av de løse avleiringer er for Ytre Rendals vedkommende utført vesentlig i årene 1943, 1944 og 1949 av de nevnte medarbeidere. I den sydvestlige del av kartbladets område er smeltvannløpene kartlagt av cand. real. Knut Sunde hvis hovedfagsoppgave i geografi 1954 omfattet dette og tilgrensende områder. Chr. Oftedahl har også levert bidrag til utforskningen av avsmeltningstidens glasialmorfologiske formelementer i Glåmdalen. Kartblad Storelvdal er for storsde del kartlagt i 1949 til 1951 av Fredrik Husebye hvis hovedfagsoppgave i geologi 1952 omfattet studier av de løse avleiringer syd for Storsjøen.

Beskrivelsen av de løse avleiringer er for begge kartbladsområders vedkommende utarbeidet av Per Holmsen på grunnlag av andres og egne observasjoner og beskrivelser. Gunnar Holmsen har velvilligst gått igjennom denne del av manuskriptet.

Tidligere geologiske undersøkelser.

Den eldste omtale av bergarter innen området finnes i J. Esmark: «Reise fra Christiania til Trondhjem», 1829. Han beskriver den mørke sparagmitt ved kroken på Glåmas vestre side som «gråvakke», i foten av Morafjell «gneis», ved Koppangårdene sortgrå «overgangskalksten» og «gråvakkeskifer», videre til Akre «gråvakke». For den lyse klastiske «gråvakkebergart» i Bellingen og som ellers er utbredt i Tyldalen og Rendalen foreslår Esmark betegnelsen «sparagmitt» (av det greske: sparagma = bruddstykke). Denne betegnelse har gitt hele sparagmittlagrekken sitt navn.

Omkring midten av forrige århundre faller B. M. Keilhaus og J. C. Hørbyes undersøkelser i Østerdalen. B. M. Keilhau beskriver i «Gæa Norvegica» III, 1850, forholdene ved Storsjøen og Koppang.

Den første mer utførlige omtale finnes i Th. Kjerulfs «Udsigt over det sydlige Norges geologi», 1879. Det fører for langt her å gjengi Kjerulfs oppfatning av områdets stratigrafi og tektonikk, men det må allikevel nevnes at Kjerulf oppnådde å gi en stratigrafisk inndeling av sparagmittlagrekken («sparagmit-kvartsfjeldet») ved å henføre de forskjellige ledd til de kjente profiler ved Mjøsa og Kletten. Kjerulf var klar over at Biri-kalken tilhørte den eldre del av sparagmittlagrekken.

Kjerulf var også klar over forkastningen gjennom Rendalen, og søkte å forklare de store uoverensstemmelser mellom øst- og vestsiden i Rendalen bl.a. ved denne forkastning. Han trakk dog ikke den fulle konsekvens av forkastningen, og var neppe klar over dens overordentlig store spranghøyde. På Kjerulfs tid var man heller ikke klar over eksistensen av de store overskyvninger i fjellkjeden, hvorfor hans tektoniske fortolkning måtte komme til kort.

I 1870- og 1880-årene faller O. E. Schiøtz' omfattende undersøkelser i området øst for Rendalen. Hans iakttagelser, trykt i *Nyt*

Magasin for Naturvidenskaberne 20, 27, 32, var særdeles skarpe og fullstendige og har gitt de viktigste bidrag til det geologiske kjennskap av landsdelen. Han påviste at Kwartssandstensavdelingen i dette område var utviklet som grå sparagmitt. Etter at Törnebohm hadde fremsatt sin viktige teori om overskyvningene, var Schiøtz straks klar over teoriens riktighet, og det lyktes Schiøtz å anvende prinsippet om overskyvningen på kvartssandstensavdelingen i den sydøstlige del av «sparagmit-kvartsfjeldet» (N.G.U. nr. 35, 1902). Denne erkjennelse ble ikke fullt ut påskjønnnet av samtidens forskere, men nåtidens geologer er blitt klar over verdien av Schiøtz' store arbeid.

I 1896 fremla A. E. Törnebohm sitt store arbeid: «Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad». Først med dette verk, som fremstilte læren om de store overskyvninger, lyktes det å finne en tilfredsstillende forklaring på de abnorme lagstillinger mange steder hvor eldre fjell ligger over yngre. Törnebohms arbeid bygget på kjennskapet til Alpenes oppbygning, hvor overskyvninger bevises ved at eldre, ved fossilfunn aldersbestemte bergarter ligger over likeledes aldersbestemte yngre bergarter. Disse ting begynte å bli kjent ellers i Europa på den tid. Törnebohms fortjeneste består i å ha anvendt dette prinsipp på den kaledonske fjellkjede, støttet til et veldig observasjonsmateriale fra Norge og Sverige. Fra først av møtte overskyvningslæren stor motstand fra geologer i begge land. I Norge var Schiøtz den første til å anta den, og siden er den blitt alminnelig anerkjent.

I 1905 leverte K. O. Bjørlykke en omfattende beskrivelse av sine iakttagelser over det centrale Norges fjellbygning. Den store rikdom på detaljer har gjort verket til ett av de viktigste bidrag til forståelsen av de geologiske forhold også innen våre kartbladsområder. Bjørlykke var ingen varm tilhenger av overskyvningslæren og benektet at skyvningene kan ha foregått over særlig lange avstander. De tilfeller hvor eldre fjell ligger over yngre lag, tilskrev han relativt lokale forstyrrelser, likesom han også stadig taler om forskyvninger og forskyvningsplan, men alltid i betydningen lokale fenomener.

Den første moderne kartbladsbeskrivelse fra Østerdalene kom i 1921 med O. Holtedahls «Engerdalen». Beskrivelsen gir en oversiktlig fremstilling av de geologiske hovedtrekk og de problemer som knytter seg til dem. Uten å ta personlig standpunkt til hvorvidt Kvitvola-komplekset (Schiøtz' «Kvitvola Kwartsetage») var overskjøvet eller ikke, fremholdt han at skyvningene i så fall måtte være foregått

over meget lange avstander, fordi bergartene i Kvitvola-komplekset er helt forskjellige fra dem som finnes under og like i nærheten. Det fremgår dog mellom linjene at Holvedahl anser overskyvningene for å være den riktige forklaring, og han har siden gitt klare og definitive uttrykk for dette. Av andre viktige geologiske hovedtrekk som Holvedahl i sitt nevnte arbeid ble klar over, var at den grå sparagmitt, tilhørende kvartssandstensavdelingen, i øst omkring Engerdalen ligger avleiret direkte på grunnfjellet, mens de eldre lag av sparagmittlagrekken primært mangler her og finnes avsatt bare i området lenger vest. Dette forklarer han ved at der i sparagmitt-tiden, etter Birkalkens avsetning, foregikk jordskorpebevegelser av forkastningsnatur. Av langt yngre dato er Engerdals- forkastningen, hvis alder han dokumenterer som postkaledonisk.

Her må også nevnes W.Werenskiolds beskrivelse til kartbladet Søndre Fron, som utkom allerede i 1911. Han gir nøyaktige beskrivelser av en rekke viktige profiler og av de bergarter som opptrer i dem, og dette kjennskap har derfor også bidratt til forståelsen av fjellbygningen innen nabokartbladene i øst, selv om fortolkningen nå er blitt en annen. Werenskiold regnet ikke med overskyvninger innen sitt område, hvorfor hans fortolkning av aldersrekkefølgen av bergartene også til dels har måttet revideres.

Den geologiske beskrivelse til kartbladene nordenfor, Øvre Rendal som utkom i 1952, og Tynset som utkom i 1950, inneholder fjellgrunnsbeskrivelse av henholdsvis Chr. Oftedahl og Per Holmsen. Beskrivelsene bygger for en stor del på to tidligere publikasjoner av de samme forfattere og fra de samme områder, begge utkommet i 1943.

Mindre artikler om spesielle geologiske forhold innen vårt nærværende kartområde er gitt av de samme forfattere.

Det viktigste arbeid om de løse avleiringer innen naboområdet er, foruten Gunnar Holmsens beskrivelse av Tynset og Øvre Rendal, et eldre arbeid av Gunnar Holmsen om bredemte sjøer i Nordre Østerdalen, 1915. En mindre artikkel av Per Holmsen om isskillets beliggenhet og bevegelser utkom i 1951. I disse arbeider vil en finne henvisninger til den viktigste eldre litteratur.

Populær oversikt over området geologiske utviklingshistorie

Nedenfor er det stillet opp en fortegnelse over de bergarter som forekommer innenfor kartbladenes ramme. De eldste bergarter står nederst; når unntas Undre Jotun-dekkes bergarter, hvis alder er ukjent, er aldersrekkefølgen mellom bergartene nedenfra og oppad:

Undre Jotun-dekkets bergarter — opprinnelig alder ukjent

Yngst: Ogygiocaris-skifer — 4 a	}	
Orthocer-kalk — 3 c		
alunskifer — 1 d	}	— ordovicium
sandstensskifer — 1 c		
kvartssandstensavdelingen	}	— kambrium
Ekre-skifer		
tillitt	}	— sparagmittlagrekken (eokambrium)
Moelv-sparagmitt		
Biri-skifer		
Biri-kalk		
Biri-konglomerat		
Brøttum-sparagmitt		
Eldst: Grunnfjell		— prekambrium

Dette er den fullstendige lagrekke innen området, men det er mange formasjoner, særlig innen kambro-siluren, som totalt mangler innen vårt område og som formodentlig aldri har vært avsatt der heller. Heller ikke alle de ovenfor nevnte bergarter har vært avsatt innen hele området. Lokalt har forskjellige deler av lagrekken manglet opprinnelig fordi der til forskjellige tider var landområder hvor erosjonen fjernet materiale i stedet for å avleire noe.

En gang etter at den ordoviciske skifer 4 a (hvorav svært lite er bevart) ble avsatt, skjedde der store omveltninger i jordskorpen i Norge: Den kaledonske fjellkjede oppsto. Herunder ble mektige lagpakker foldet sammen og skjøvet over hverandre ut mot fjellkjedens rand. Ofte kom derved eldre lag til å ligge ovenpå yngre. Vårt område ligger innenfor den kaledonske fjellkjedes randområde; fjellkjedens sentrale deler lå adskillig lengre i nordvest, og strakte seg fra Finnmarken gjennom hele Nordland, ytre Trøndelagen og Møre til Vestlandets fjordstrøk. Fortsettelsen av denne gamle fjellkjede finnes i Nord-Skottland. Mot nord fortsatte fjellkjeden over det vestlige av Spitsbergen.

Innen vårt område er det bare grunnfjellet syd for Andrå samt en liten serie bergarter like over grunnfjellet som har ligget i ro under den kaledonske fjellkjedefoldning. Alle de andre bergarter er blitt skjøvet til sin nåværende plass fra nordvest eller vest-nordvest. Noen bergarter er blitt skjøvet kort, andre lengre strekninger, og slik at de bergarter som nå ligger øverst stort sett, nemlig gneis-øyegneis-komplekset, er blitt skjøvet lengst.

Den kaledonske fjellkjedefoldning foregikk for 300—350 millioner år siden. Det er et så ufattelig langt tidsrom at i løpet av den tid som er gått siden da, har fjellkjeder reist seg på jorden og er for lengst blitt jevnet ut igjen av de tærende krefter. Av den gamle kaledonske fjellkjedes topografi er der ingenting igjen. Bare bergartene og den måten fjellgrunnen er bygget opp på viser at vi en gang har hatt en fjellkjede. Det at vi i nutiden har høyfjellsområder i Norge, har sin årsak i at landet meget senere, i tertiærtiden, ble hevet opp igjen av havet og på ny utsatt for de tærende krefter. Derpå fulgte flere istider, og i løpet av den siste million år har skiftevis isbreene og det rennende vann tæret på landet og gitt det sin nåværende overflate med fjell og dype daler.

De løse grusmassene som det finnes så meget av i vårt område, ligger igjen etter at isen smeltet bort etter den siste istid.

Fig. 1. Oversiktskart over berggrunnen innen kartbladene Ytre Rendal og Storelvdals område. Svart: Grunnfjell. Hvitt: Sparagmittavdelingens sedimentbergarter: mest sparagmitt (feltspathoidig sandsten), litt skifer og kalk. Ringer: Øyegneis. Krysstreket: Jotuneruptiver og grønnskifer.

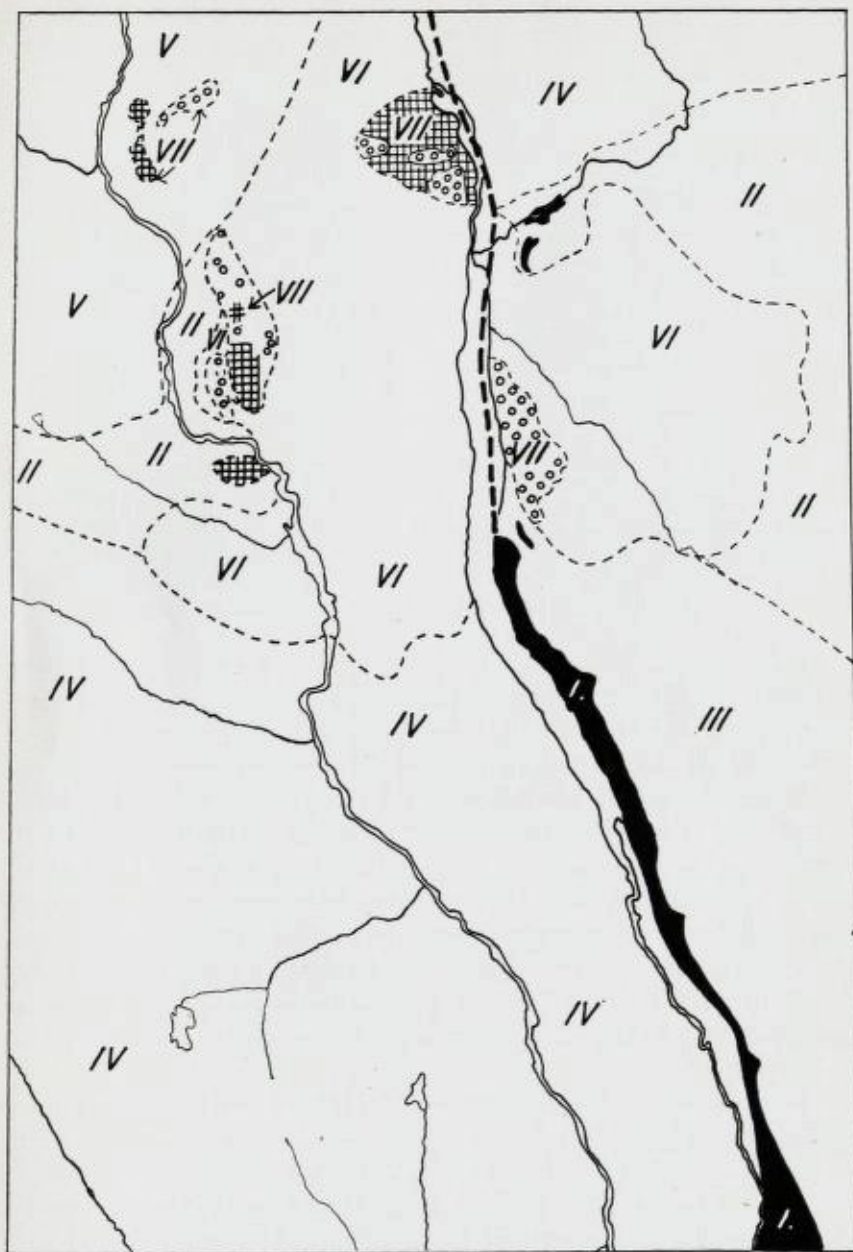
De enkelte tektoniske ledd er nummerert slik:

- I. Grunnfjell.
- II. Autoktone og paraautoktone sedimenter (småområder langs grunnfjellets rand er ikke avmerket; de omfatter dels også litt kambrisk og ordovicisk skifer og kalk).
- III. Kwartssandstens-dekket.
- IV. Sparagmitt-dekket.
- V. Lys og mørk sparagmitt i nordvest.
- VI. Kvitvola-dekket.
- VII. Undre Jotun-dekke med øyegneis.
Rendals-forkastningen er angitt med tykk, brutt linje.

Sketch map, indicating solid rocks and tectonic units of the quadrangle maps Ytre Rendal and Storelvdal. Black: Pre-Cambrian. White: Sedimentary rocks of the Sparagmite group, mainly sparagmite (arcosic sandstone), subordinately schists and limestone. Rings: Augen gneiss. Crosshatched: Igneous rocks and green schists.

The tectonic units are:

- I. Pre-Cambrian granite and gneisses.*
- II. Autochthonous and paraautochthonous sediments. Small areas along the pre-Cambrian are not indicated. In part these areas include some shale and limestone of Cambrian and Ordovician age.*
- III. The Quartz sandstone nappe.*
- IV. The Sparagmite nappe.*
- V. Possible nappe in the northwestern corner (light and dark sparagmite).*
- VI. The Kvitvola nappe.*
- VII. The Lower Jotun nappe.*
The Rendal fault is indicated by heavy, broken line.



Tektonikk.

Forkastninger.

Den store forkastning gjennom Rendalen, som deler området i to halvdeler, er beskrevet senere under eget avsnitt hvortil det henvises. Andre forkastninger er hittil ikke blitt påvist.

Den tektoniske stil.

Den kompliserte overskyvningstektonikk som gjennompreger nesten hele området, har gitt landskapet et morfologisk formelement eller en stil som vi kan kalle «*takstensstrukturen*». Særlig typisk er dette trekk utviklet i fjellene mellom Glomma og Storsjøen, fra syd for Kjemsjøpasset til Tronkberget, og kanskje helt til Krokskjærene ved Ophus. Det konstante nordlige fall på minst 10-20° over 13-20 km. ville gi helt uantagelige lagtykkelser. Det er derfor klart at lagene er lagt oppå hverandre som taksten; i noen grad har de også fått sekundær skifrihet. Bevis for at lagrekken i alle fall enkelte steder er blitt «stokket sammen», har vi f. eks. i Kivfjell og det lignende profil fra Svarttjern opp til Svarttjernkampen, og i profilet nord for Andrå. Månkampens brattskrent og Tryas profil er andre eksempler.

Profilet langs Storsjøen nord for Andrå, hvor kvartssandsten, alunskifer og Ogyiocaris-skifer er skjøvet over øyegneis er det klareste eksempel på at den lagfølge vi nu iakttar, umulig kan være primær.

Markert *foldning* i større stil finnes bare to steder innen kartbladenes område, nemlig mellom Imsa og Trya og mellom Glomma og Rena lengst i syd. Foldningen i det siste området må sees som en fortsettelse av den foldesone som går fra Ringsakerprofilet ved Mjøsa

(Biskopåsen-Lundehøgda) mot ØNØ over fjellet til Østerdalen (Engulfjell-Kletten) og videre mot NØ og NNØ inn på bladet Storelvdal. Denne foldning må sees i sammenheng med skyvningen av det kompleks som er kalt Sparagmitt-dekket. Helt annen opprinnelse har foldningen i nordkanten av Sparagmitt-dekket (Imsa-Trya). Synklinalen av Biri-konglomerat og Fron-sparagmitt i Gråfjellet synes uomtvistelig; noe mer usikker er antiklinalen av Ekre-skifer og kvartssandsten (med Vardal-sparagmitt) i Skramsvola-Skarven. Foldningsaksens retning er parallell med den Gudbrandsdalske tverrfoldning. Samme alder for de to foldninger synes derfor sannsynlig. Like vest for kartgrensen finnes i Trønneskampen, vest for Øvstetjerna, en stripe med ofitisk gabbro, nedfoldet i sparagmittbergarter, akkurat som Jotun-dekkets bergarter er nedfoldet i fyllitt i Trabbelifjell og Kirkegårdsfjell nord for Ringeby.

Foldning i mindre skala forekommer i Koppangstrøket. Enkelte steder er det her tydelig at der er to forskjellige strukturretninger. Dette er observert i skiferen nord for fergestedet ved Sundfloen (lag 12-13 i fig. 23), hvor det foruten den grovere foldning opptrer en meget finere som nærmest har karakter av en stripning på lagflaten. Best er dette forhold blottet ved de øverste av den nye riksvegs skjæringer langs Kjemåa. Her er skiferen dels storfoldet, dels intenst småfoldet, med foldningsakse mot ØNØ. En grov stripning på de horisontale deler av disse folder har retning fra VNV. Det er ikke tvil om at denne stripning stammer fra en eldre tektonisk fase.

Til slutt skal lagflatenes stripning omtales. Overalt hvor sparagmitten har et presset utseende, har dens lagflate en mer eller mindre tydelig stripning. Denne kan defineres ved at de små glimmerblader er avlange og at den lange diameter har en foretrukket retning, eller ved at den er en ren friksjonsstripning. Da er kvarts- og feltspatkornene klemt ut, slik at lagflaten føles ru når den strykes med en finger *mot* bevegelsesretningen, men glatt når den strykes *med* bevegelsesretningen. Det er således overveiende sannsynlig at stripningen definerer en hovedskyvningsretning.

Stripning med samme hovedretning, VNV, finnes også mange steder i høyere tektoniske enheter vest for sparagmittområdet, så det er sannsynlig at den er yngre enn Kvitvola-dekkets skyvning.



Overskyvningene og deres alder.

Vår viten om de kaledonske skyvedekker er ennu mangelfull, og ikke alle tektoniske ledd fremtrer med full klarhet. Når vi allikevel har valgt de forskjellige tektoniske enheter som grunnlag for inndelingen, er det fordi et hvert forsøk på fortolkning av fjellbygningen vil være dømt til å mislykkes som ikke tar hensyn til den kompliserte overskyvningstektonikk. En rent tektonisk inndeling er derfor logisk nødvendig. Heldigvis adskiller hovedenhetene seg så sterkt fra hverandre med hensyn til metamorfosegrad og/eller primære faciesforskjelligheter at en slik inndeling har vært mulig i store trekk. Fremstillingsmåten på dette grunnlag taper til gjengjeld i oversiktlig klarhet når det gjelder stratigrafien, idet de samme stratigrafiske ledd blir beskrevet på mange forskjellige steder, alt etter hvilken tektonisk enhet de enkelte lokaliteter tilhører. For prekambrium er der dog gjort en unntagelse fra denne regel i fremstillingen, idet lokalitetene er behandlet i rekkefølge. For å bøte på mangelen i stratigrafisk oversiktighet er innholdsfortegnelsen gjort detaljert.

Vårt område omfatter både langveis transporterte bergartskomplekser og slike som bare er blitt fraktet relativt kortere distanser.

I den utstrekning de enkelte tektoniske hovedenheter virkelig kan oppfattes som selvstendige skyvedekker har vi i det følgende benyttet den sistnevnte betegnelse.

Under det tektoniske begrep *Undre Jotun-dekke* har vi således sammenfattet det langveis transporterte bergartskompleks hvis bergarter er helt fremmed for sparagmittlagrekken. De forekommer bare innen kartblad Ytre Rendal.

De langveis transporterte bergarter tilhørende sparagmittlagrekken, har vi sammenfattet under begrepet *Kvitvola-dekket*. De er kjenne-tegnet ved dolomittlag og ved den typiske konglomeratskifer med sitt særegne bollemateriale av dolomitt. Dette dekke er særlig tydelig utviklet i fjellet Kvitvola på kartbladet Engerdal. Ved Koppang og flere steder i Rendalen gjenfinnes de samme pressede lyse sparagmitter, sammen med konglomeratskifer og dolomittiske karbonatlag, og disse bergarter regnes da også som tilhørende Kvitvola-dekket. Med unntagelse av et lite område ved Stai forkommer også dette skyvedekkes bergarter bare innen kartblad Ytre Rendal.

De langt mindre pressete sparagmittbergarter som i sin faciesutvikling slutter seg nær til Ringsaker-profilets bergarter har vi sammenfattet under begrepet *Sparagmitt-dekket*.

Serien mørk — lys sparagmitt i nord inntar på mange måter en mellomstilling mellom Kvivola-dekket og Sparagmitt-dekket.

Det markerte skyvedekke øst for Rendalens sydlige del bestående vesentlig av Vardal-sparagmitt og Ringsaker-kvartsitt har vi betegnet *Kvartssandstens-dekket*, fordi det er bygget opp på samme måte som det store dekke av dette navn, og må antas å være identisk med dette.

Skyvedekkenes innbyrdes alder (rekkefølgen av deres fremskyvning) frembyr en oppgave som bare kan løses gjennom det fullstendige kjennskap til hele den kaledonske fjellkjede, og faller derfor utenfor rammen av en kartbladsbeskrivelse. Allikevel vil vi her påpeke selve det hovedprinsipp som gjør en tektonisk fortolkning mulig innen vårt område: Dannelsen av takstensstrukturen.

Takstensstrukturen inkluderer både Kvitvola-dekkets og Jotun-dekkets bergarter og må følgelig være yngre enn disse. Oftedahl (1954 a, s. 11) påviser at takstensstrukturen er dannet under en tektonisk hovedfase, yngre enn de store overskyvninger, og erkjennelsen herom er helt vesentlig for forståelsen av bergbygningen i strøket Rondane-Stai og over til Femund. Dette ble antatt av Strand (1951 a, s.29) som først påviser, vest for Rondane, at denne struktur må tilhøre en sen tektonisk fase. Alderen ble av Strand antatt å være Svalbardisk (devonsk), den yngste tektoniske fase i Kaledonidene. Dermed har denne fase grepet igjennom og modifisert alle tidligere strukturer. Dette forklarer den mangel på sammenheng i de enkelte skyvedekker og i strukturene, noe som er så karakteristisk for vårt område.

Det er vanskelig å forklare denne overskyvning av kort transporterte bergarter over lang-transporterte med mindre dette skjedde under en tydelig senere fase enn de store overskyvninger. Imidlertid har der også i denne foregått betydelige horisontalbevegelser. På grunnlag av forholdene i Andrå-området er det naturlig å regne fremskyvningen av Kvartssandstens-dekket i forbindelse med denne fase. Det er også mulig å oppfatte Sparagmitt-dekkets fremskyvning, slik som dette dekke er utviklet vest for Rendalens sydlige del, som tilhørende den samme fase som Kvartssandstens-dekkets. Dette siste dekke kan oppfattes som den forreste del av sparagmittlagpakken under dennes skyvning mot sydøst. Kvartssandstenen er blitt løst fra sitt underlag, Ekre-skiferen, på hvilken den er glidd, er blitt skjøvet opp av sparagmittbassenget i hvilket den var avsatt, og er blitt skjøvet videre frem over de bløte kambro-siluriske skifre, særlig alunskiferen. Lenger bakover i sparagmittbassenget har bevegelsene grepet ned i de dypere lag,

og hele sparagmittlagpakken er blitt foldet sammen i ryggen av Kwartssandstens-dekket. Skyvebevegelsene utviklet seg imidlertid videre. I Ringsaker-profilet kan vi studere hvorledes hele sparagmittlagrekken (med påhvilende kambro-silur) har utviklet seg som et foldedekke. Langs den linje som er kalt Ringsaker-inversjonen er det foregått en ombøyning av lagene, slik at de eldre lag er blitt overfoldet og har lagt seg frem over de yngre lag i invertert lagstilling som en stor liggende fold. Det er dette foldedekke vi her har kalt Sparagmitt-dekket. Denne fortolkning er gitt av Steinar Skjeseth for Mjøs-området vedkommende. Men det er mulig å gjøre den samme fortolkning gjeldende for Rendalens sydlige del, særlig innen kartblad Storelvdal. Men vi må da ta i betraktning Rendals-forkastningens store spranghøyde. Vestsiden av denne, det nedsunkete parti, består av Sparagmitt-dekkets foldete lag. På østsiden har erosjonen fjernet hele Sparagmitt-dekket, og vi har bare oppbevart dets underlag, Kwartssandstens-dekket, hvorav den øvre del, kambro-siluren, likeledes er fjernet av erosjonen.

Det foreligger ingen observasjoner som kaster et avgjørende lys over den innbyrdes rekkefølge mellom fremskyvningen av Undre Jotun-dekke og Kvitvola-dekket. Uttrykt i Törnebohms terminologi tilhører de begge den store «Seveskollan». På grunnlag av den opprinnelige forskjell i beliggenhet av de respektive bergartkomplekser før deres fremskyvning, må Undre Jotun-dekkes bergarter være de lengst transporterte av de to, og det er derfor logisk å fastholde oppfatningen av to selvstendige skyvedekker.

Det må imidlertid klart poengteres at fremskyvningen av disse to komplekser ikke er foregått bare i bestemte, tidsavgrensede faser. Etter at begge komplekser var skjøvet frem over sparagmittområdets sydøstlige del, ble de fraktet videre frem under «takstensfasen». Innenfor nærværende kartbladsområder fremtrer dette kanskje ikke med full tydelighet, men innenfor nabokartbladet Engerdal foreligger der nyere undersøkelser som kaster et meget klart lys over dette spørsmål. Langs Engerdalens dype snitt sees nemlig et kvartssandstens-dekke over alt å underleire Kvitvola-dekket. Lagfølgen her er, som f.eks. i profilet ved Hylleråsen: underst autokton kambrisk skifer og Orthocer-kalk, derover Kwartssandstens-dekket, derover Kvitvolas konglomeratskifer og magnesiakalkstener. Profilet Løvbecken — Knappen består av: underst autokton kambrium, derover Kwartssandstens-dekket, derover Kwartssandstens-dekkets kambrosilur be-

stående av kambrisk alunskifer, Orthocer-kalk og Ogygiocaris-skifer, derover Kvitvola-kvartsitt og i toppen av Knappen øyegneis som muligens tilhører Undre Jotun-dekke. Dette er i virkeligheten nøyaktig det samme profil som i Høgberget, bare at den kambriske alunskifer over Kwartssandstens-dekket mangler der. At kvartssandstenen under Høgberget er skjøvet, er ikke tidligere erkjent, men nye detaljundersøkelser har vist at kvartssandstenen og Ekre-skiferen, delvis også Orthocer-kalken ligger i en takstensstruktur. Oppfatningen av Høgbergets ordoviciske lag som autoktone kan derfor ikke lenger opprettholdes.

Per Holmsen oppfatter Undre Jotun-dekke som det eldste i overensstemmelse med V.M. Goldschmidts oppfatning (Goldschmidt 1916, s. 43.) Denne oppfatning går ut på at skyvebevegelsene har begynt lengst i nordvest, nærmest fjellkjedens midtakse, og at bevegelsene har forplantet seg suksessivt utover mot fjellkjedens randområde. Etter fremskyvningen av Undre Jotun-dekke hen over den nordvestlige del av sparagmittområdet, skyves dette siste i form av Kvitvola-dekket med Undre Jotun-dekke (eller eventuelt erosjonsrester av dette), på ryggen, fremover den sydøstlige del av sparagmittområdet. Muligens er en takstensstruktur allerede oppstått under denne fase. Til slutt kommer alle tidligere skjøvete komplekser på ny i bevegelse under «takstensfasen», hvorunder blant annet Kwartssandstens-dekket skyves frem over den autoktone kambrosilur.

Chr. Oftedahl oppfatter Kvitvola-dekket som det eldste og bygger sin oppfatning på den omstendighet at Undre Jotun-dekkes bergarter hviler på Kvitvola-dekket unntatt der hvor mindre deler av Kvitvola-dekket under «takstensfasen» er skjøvet opp over Undre Jotun-dekkes bergarter.

Begge oppfatninger skiller seg kanskje ikke så meget fra hverandre, idet begge forfattere er av samme oppfatning deri at fremskyvningen av de langveis transporterte komplekser ikke er begrenset til sine respektive enkelte faser, men at skyvningen har foregått til gjentatte tider.

Det har voldt adskillig vanskelighet å fortolke den tektoniske stilling av serien mørk-lys sparagmitt. Denne avdeling inntar store arealer i nord på kartbladet Ytre Rendal, hvorfra den fortsetter mot nord som de mektige lag lys sparagmitt som dominerer kartbladene Øvre Rendal og Tynset. Om disse vet vi at i alle fall de som ligger nær grunnfjellsvinduene, må være skjøvet som et skyvedekke, for her

ligger den lyse sparagmitt med skyvekontakt over den autoktone tillitt (basaltillitt), se P. Holmsen (1943) og Oftedahl (1943). Det er dog mulig at vi innen de nevnte kartblad har en blanding av langt skjøvet lys sparagmitt og lys sparagmitt som er avsatt sydøst for grunnfjellsryggene, omtrent der den nå ligger. Dette kan særlig tenkes for den sydøstlige del av Øvre Rendal (Rendalsløen, etc.) og vil da også gjelde for den sparagmitt som forekommer nordligst på kartbladet Ytre Rendal, øst for Rendalen. Derimot synes det overveiende sannsynlig at den lyse sparagmitt omkring Atna er skjøvet over grunnfjellet i NV, Atnesjøvinduet, idet dette ligger bare 10-15 km. borte i nordvestlig retning.

Skyvningen av disse sparagmitter kan være tidlig eller stå i forbindelse med dannelsen av takstensstrukturen. Nå danner begrensningen for serien lys—mørk sparagmitt mot Kvitvola-dekket en rett linje fra Bjørånes opp til Øvre Rendal kirke. Ved takstensstrukturens dannelsen er så den første tektoniske enhet nærmest skjøvet opp mot den annen. Det er da mulig at serien mørk—lys sparagmitt, nettopp fordi den har en så markant grense mot SØ, kan representere et eget skyvedekke, eldre enn Kvitvola-dekket.

Den absolutte geologiske alder av de forskjellige faser i overskyvningene er ennå vanskeligere å bestemme enn den relative alder mellom dekkene, og vi må ta i betraktning geologiske forhold langt utenfor våre kartblads områder hvis vi ønsker å resonnerer over dette tema. Det er da særlig forholdet mellom Valdres-sparagmittens konglomerater på den ene side og det undre eruptivskyvedekkes bergarter på den annen side som kan kaste noe lys over problemene. Ifølge V.M. Goldschmidts (1916), T.Strands (1938) og B.Dietrichsons (1950) undersøkelser, synes Valdres-sparagmitt å være avleiret samtidig med fremskyvningen av det undre eruptiv-skyvedekke. Nu er Valdres-sparagmittens alder bare kjent innen visse grenser. Den overleirer Mellsevn-avdelingen og må følgelig være yngre enn tilsvarende Oslo-feltets etasje 4 b (T. Strand 1938). Steinar Skjeseth har antydnet muligheten for at den omtrent kan tilsvare Oslo-feltets etasje 6 c, «Mjøs-kvartsitten», idet denne formasjon i Mjøstraktene peker hen på at store jordkorpebevegelser må ha foregått nærmere fjellkjedens sentrale område kort forut for kvartsittens avsetning. Ifølge nye undersøkelser av B. Dietrichson (ikke publisert) har fremskyvningen av det undre eruptivdekket vært ledsaget av keratofyrer, som han setter i forbindelse med den sure vulkanisme som

kan spores i de ordoviciske bentonittlag i Oslo-feltet. Da det er vår oppfatning at det vi har kalt Undre Jotun-dekke tilsvarende det undre eruptivskyvedekke (for en stor del på petrografisk likhetsgrunnlag), kan Undre Jotun-dekkes fremskyvning ha begynt så tidlig som i ordovicisk tid.

Kvitvola-dekket er klarest utviklet som et skyvedekke vest for Engerdalen, hvor det ligger som en plate skjøvet hen over autokton (riktigere: par-autokton) sparagmitt med overliggende fossilførende Orthocer-kalk og Ogygiocaris-skifer, jfr. profilet ved Høgberget (se O. Holtedahl 1921, s.38-51). Kvitvola-dekkets fremskyvning ved Høgberget må derfor nødvendigvis være yngre enn tilsvarende etasje 4aa i Oslo-feltet. Utover dette vet vi imidlertid praktisk talt intet om alderen. Både Undre Jotun-dekke og Kvitvola-dekket ble av Törnebohm regnet tilhørende Seveskollan, altså til overskyvninger av 1ste orden.

Kvartssandstens-dekket, og dermed sannsynligvis også Sparagmitt-dekket, må være fremskjøvet etter at etasje 9 ble avsatt i Oslo-feltet, siden Kvartssandstens-dekket på Toten er skjøvet hen over hele kambro-siluren. Det kan være fristende å tenke seg Kvartssandstens-dekkets fremskyvning som en samtidig fase med foldningen av hele Oslo-feltets lagrekke, men derom vet vi ennå for lite. Siden den down-tonske sandsten også er foldet, vilde i så fall Kvartssandstens-dekkets fremskyvning kunne dateres til post-down-tonsk.

Grunnfjellet.

Grunnfjellsområdet i Rendalen syd for Andrå.

Dette grunnfjellsområde har en lang og smal form og henger sammen med det store syd-norske grunnfjellsområde. Det lå i ro under skyvebevegelsene. I vest begrenses det av Rendals-forkastningen, i øst er det overleiret av yngre formasjoner, vesentlig kvartssandstenen, som er skjøvet henover sitt underlag.

Den første omtale er gitt av Keilhau, senere av Kjerulf, Schiøtz, Törnebohm og K. O. Bjørlykke.

Hovedbergarten er en halv-porfyrisk, oftest rødflekket granitt av utseende som minner sterkt om den såkalte Trysil-granitt. Hovedmineralene kan karakteriseres slik: Kvartsen viser ofte undulerende utslukning i de større korn, og er som regel sterkt granulert. En blålig farge er ikke sjelden. Alkalifeltspaten består av mikroklinpertitt i store korn. Fargen er rød, noe som gir bergarten dens karakteristiske rødprikkete utseende. Plagioklasen er som regel sterkt omvandlet og inneholder en mengde små inneslutninger av serisitt og epidot, noe som gir plagioklasen en grønnaktig farge. Av mørke mineraler er biotitt hovedmineralet. Den er i tynnslip grønn. Sammen med biotitt-kornene ligger gjerne en del større korn av epidot.

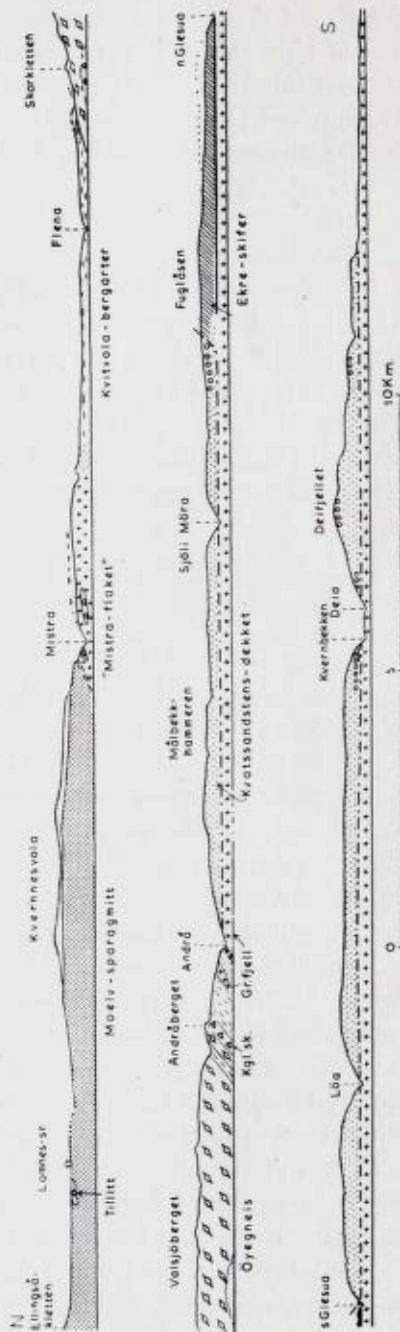
Nordligst i granittområdet, sydøst for Harptjern og syd for Langegga, forekommer mere normalt porfyriske varieteter, antagelig som variant av granitten. Mineralinnholdet er omtrent som i granitten, men de enkelte korn er sterkere granulert enn i granitten. En annen type, som mest ligner en aplittisk varietet (finkornet uten porfystruktur) forekommer også, likeledes en aplittisk varietet med hvite punkter som i tynnslip viser seg å bestå av omvandlet plagioklas (Schiøtz dagbok 27/7-91). Der forekommer også større strø-korn

av alkalifeltspat (mikroklinper-titt). Aldersforholdet mellom de porfyriske bergarter og granitten lar seg ikke avgjøre ved å betrakte kontaktene, da der ikke er noen markert finkornig grensefacies av noen av bergartene, selv om kontaktene i og for seg er skarpe. Schiøtz mente å ha sett sistnevnte varietet som angulær inneslutning i granitt.

De eldste grunnfjellsbergarter i dette område er en gneis-glimmerskiferformasjon som er iakt-tatt langs elven Deia ved Deset. Schiøtz (1883, s. 158-59) nevner «gneis, til dels øyeformet, stygg, sribet granit, mørk glimmerskifer med steile lag med strøg om-trent N-S». K.O. Bjørlykke (1905, s. 43) nevner glimmerrik grunnfjellsgneis. Dette eldre glimmerskiferkompleks har større ut-bredelse utenfor kartområdet, så-ledes syd for Osa vest for gården Ulvåen.

Ved den nye vegstrekning ovenfor Lønrusten øst for Stor-sjøen nordligst på kartbladet Storelvdal opptrer en sone med sterkt forskifret granitt med steilt østlig fall. Denne forskifring har

Fig. 2. Profil langs Rendalens østside. Samme målestokk for lengde og høyde. Section along the eastern side of the Rendalen valley. Vertical scale equal to horizontal scale.



intet med den postkaledonske forkastning å gjøre, og er av en helt annen type enn denne (se avsnitt Rendals-forkastningen).

Som inneslutninger i granitt er iakttatt eldre grønnstensbergarter. De kan sees i vegskjæringene hvor vegen stiger fra Storsjøen nordover mot Sjølisand. Det er for det meste diabasaktige typer men det finnes også typer med grovkornet porfyrittisk tekstur (i Skogen nedenfor Holmsliberget).

De yngste av grunnfjellsbergartene er mørke diabasbergarter av «Åsby-typen». Ganske tynne ganger sees å gjennomsette granitt ved vegdelet syd for Andrå hvor den nye veg tar av fra den gamle. Flere lignende ganger sees i vegskjæringene sydover mot Langegga, og en større masse sees i en stor skjæring ca. 800 m nord for denne gård. Den er middels grov med tydelig ofitisk tekstur. Den mest grovkornige type står ved vegen nærmere Langegga. Utseendet minner sterkt om de jotniske «Åsby-doleritter», som også påvist av Törnebohm (1896, s. 121).

Grunnfjellsflaket ved Mistra.

Dette lille grunnfjellsområde er først beskrevet av Schiøtz (1874, s. 30, 57, 86), senere av Kjerulf (1879, s. 114), Törnebohm (1896, s. 37) og av K.O. Bjørlykke (1905, s. 100).

De eldre geologers oppfatning av dette område som en oppstikende bulk av underlaget medfører ikke riktighet. Törnebohms beskrivelse om at granitten mot øst er overleiret av mørk sparagmitt, er direkte misvisende, idet forholdet mellom granitt og sparagmitt er det omvendte. Mistras grunnfjellsparti er i virkeligheten et overskjøvet flak, som ligger midt i en større sammenhengende overskyvning, «Mistra-overskyvningen». Se side 41. Ved undersiden av flaket, nede ved Mistra, er lagstillingen invertert, slik at granitten nu hviler på tillitt og grå sparagmitt som opprinnelig er avsatt ovenpå grunnfjellet. Grunnfjellsflaket har form av en bøyet plate som er skråttstillet med et vestlig fall sterkere enn terrengets helling. Den bergart som sees videre oppover langs Mistra og i Kongsskaråsen, består av mørk sparagmitt tilhørende kvartssandstensavdelingen og ligger under grunnfjellsflaket i invertert lagstilling.

Kontakten mellom grunnfjellet og de bergarter som opprinnelig ble avsatt ovenpå dette, er blottet både på oversiden og undersiden av



Fig. 3. Foto av mylonitt, inne i «Mistraflaket», ved Kongsskaråsen.
Photo of mylonite within the thrust pre-Cambrian by Mistra, northwestern slope of Kongsskaråsen.

flaket, samt ved innklemte partier i flaket. En del detaljer om bygningen er gitt nedenfor.

Granitten består av den samme rødflekkete type som i grunnfjellsområdet lenger syd langs Storsjøen, og må oppfattes som en nordlig fortsettelse av dette (jfr. Schiøtz 1874, s. 86). Granitten inneholder større og mindre innesluttede partier av eldre grønnsten, samt mindre partier av aplittiske* granittvarieteter.

To heldige omstendigheter gjør at «Mistra-flaket» lar seg studere ganske godt. Elven Mistra skjærer seg i en dyp kløft tvers igjennom hele flaket, og gir derfor et godt snitt helt ned i bergartene på undersiden. Videre ble hele området herjet av en stor skogbrann omkring 1920 hvorved all mose og lyng brant opp, slik at der i årene etterpå var særlig gode blotninger av fjellet.

Grunnfjellsflaket er under skyvningen blitt oppdelt i flere underordnete flak. Ved undersiden, nede ved Mistra, ligger på nordsiden av elven et ca. 15 m tykt flak adskilt fra hovedflaket ved en 20 m tykk bank av sparagmitt og konglomerat. På sydsiden av elven mangler

dette tynne flak, men her ligger tillitt nesten i kontakt med granitten (selve den smale kontakt er overdekket). Tillitten er usortert, polymikt og sterkt variabel og inneholder boller av granitter (hvoriblant Storsjø-granitt), porfyrer og røde og grå kvartsitter.

På flere steder inne i hovedflaket forekommer innpressete partier av tillitten sammen med grå, kvartsittisk sparagmitt. Best synlige er disse innpressete partier i den steile fjellvegg på nordsiden av Mistra samt i det noe flatere terreng ovenfor og øst for Skogberget gård syd for elven. Disse innpressete partier av tillitt og sparagmitt deler på denne måte hovedflaket opp i flere underordnete flak.

En flerhet av mylonittsoner markerer hvor forskyvningene har foregått. (Fig. 3).

Kontakten på undersiden er blottet østligst nede ved Mistra ved den lokalitet som er nevnt og som ligger kort nedenfor Misterlibekken ca. 3 km ovenfor broen over Mistra. Undersiden av flaket kan følges omtrent sammenhengende i skråningen av Kongsskaråsen fra Kongsskarbekken til flakets sydspiss, hvor flaket stuper bratt ned mot syd, slik at oversiden også er blottet. Det har her foregått forskyvning mellom granitten og den overliggende lyse sparagmitt, og mindre sparagmittpartier er klemt inn i granitten.

Det annet sted hvor kontakten på oversiden er blottet, er nord for Mistra, hvor der nærmest over granitten opptrer en rød skifer (Ekreskifer) øverst i en bratt ur. Nede i uren ligger nedstyrtede fjellblokker av mylonitt hvor stykker av granitt er presset inn i den røde skifer. Dette viser at der også her har foregått en forskyvning mellom granitten og den overliggende røde skifer, men det er ikke sannsynlig at denne forskyvning har vært av særlig store dimensjoner. Over den røde skifer ligger lys sparagmitt (Moelv-sparagmitt) overskjøvet.

Ved vestsiden av flaket er kontakten ikke blottet. En blotning av grå sparagmitt syd for Skogberget kan oppfattes som overliggende på grunn av flakets skråstilling. En sterkt presset sparagmittbergart ved Mistra ca. 800 m nedenfor broen i et isolert bergskjær hvor elven gjør en sving, tilhører sannsynligvis det bergartskompleks som står langs vestsiden av Rendalen, hvorfor Rendals-forkastningen må antas å gå mellom dette bergskjær og granitten ved broen ovenfor.

Overskjøvet grunnfjell ved Andrå.

Granittflaket i sydskråningen av Andråsberget er tidligere omtalt av Schiøtz (1874, s. 38; 1883, s. 205, 210; 1892, s.9-10; 1902, s.57), av K.O. Bjørlykke (1905, s. 44-45, 93-94) og av Törnebohm (1896, s. 143). Den sistnevnte forfatter var først klar over at granitten var overskjøvet, senere delte Schiøtz hans oppfatning (1902, s. 57).

Fjellet er ganske sterkt dekket av morenemasser, og derfor er detaljer ikke så godt synlige som ved Mistra-flaket. Sikkert er at granittflaket ligger skjøvet henover blåkvartsartet kvartssandsten (og lysere typer) og at flaket bærer rester av tillitt på ryggen (basaltillitt). Antagelig er flaket delt opp i flere, minst to, muligens tre flak. Beliggenheten er oppe i sydskråningen av Andråsberget omkring midtveis mellom de øvre gårdene og toppen. Under oppstigningen fra vest passerer man bare ett flak, som bærer tillitt på ryggen (blottet i stien). Under oppstigningen fra sydøst må man gå østenom den bratte styrtning av kvartssandsten, fra toppen av fossen i Andåen. Først passeres en grå sparagmitt, hvoretter man kommer opp i en noe presset granitt. Deretter kommer man atter opp i grå sparagmitt. Ingen kontakter er blottet. Hvis man videre passerer vestenom det halvmåneformete tjern i myrstrekningen syd for Andråsberget, kommer man atter i granitt, og i fjellfoten på nordsiden av tjernet finnes en liten blotning av tillitt, samt løse blokker av rødbrun tillitt (basaltillitt). Det er mulig at det sistnevnte granittparti henger sammen med det store flak på vestsiden.

Det er viktig å konstatere at granitten er av samme type som grunnfjellsgranitten ved Storsjøen; dette har betydning for fortolkningen av de tektoniske forhold vedrørende Valsjøbergets øyegneis (se denne) og de fossilførende skifre ved Storsjøen ca. 1,5 km N Andrå, som ligger skjøvet over denne øyegneis (se side 54).

Autoktone sedimentbergarter øst for Rendalen.

Moelv-sparagmitt.

Innenfor kartbladenes område opptrer Moelv-sparagmitt over store områder, men den er i det nordlige og vestlige område overskjøvet over yngre dannelser. I den aller østligste del av kartbladet Ytre Rendal opptrer den omkring Rauvola vest for Osdalen. Denne røde sparagmitt henger direkte sammen med det store område med tilsvarende bergart i øst innen kartbladet Engerdalen, og det er antatt at den røde sparagmitt, som her opptrer i mektighet på flere hundre meter, ligger på sin opprinnelige plass. Dette spørsmål er imidlertid beheftet med adsillig usikkerhet.

Øverst i den røde sparagmitt i dette område opptrer et mektig konglomerat, nemlig i østskråningen av ø. Kvitåsen, over n. Osdalsseteren (Kvernnes-Osdalsseter.) og videre sydover inn på kartbladet Engerdal (Schjøtz 1892, s. 15; O. Høltedahl 1921, s. 31). Konglomeratet er meget vel rundet med boller fra egg-til nevestørrelse bestående av forskjellige bergarter. Alminneligst er røde og hvite kvartsitter, men iblant finnes boller av porfyrer, både røde og grønne, samt tette felsittiske typer. En og annen bolle av granitt finnes også. Unntagelsesvis finnes skiferboller.

Moelv-tillitt.

Direkte over det vel rundete konglomerat i ø. Kvitåsen forekommer et konglomerat med kantede boller bestående forøvrig av noenlunde de samme bergarter. Langs kjørevegen til Skarven seter ligger tallrike løse blokker av dette kantede konglomerat. Det må antas at dette konglomerat svarer til Moelv-konglomeratet ved Mjøsen. Denne parallellisering bygger på den usorterte karakter med de kan-

tede boller, og på at det forekommer på denne bestemte plass i lagrekken. Under står det rundete konglomerat tilhørende den røde sparagmitt (Moelv-sparagmitt) og over kommer (vestenfor med fall mot vest) rød og grønn skifer (Ekre-skifer).

Basal-tillitt ved Andrå.

Den samme tillitt finner vi flere steder innen vårt kartområde, men ikke liggende på den røde sparagmitt. På en rekke steder mangler nemlig alle de eldre spragmittbergarter i profilet, og tillitten ligger da direkte på grunnfjellet. Chr. Oftedahl (1943, s. 14) har foreslått betegnelsen basal-tillitt for den slags tillittforekomster.

Den første omtale av tillitten ved Andrå er av Keilhau (1850, s. 394). Schiøtz (dagbok 1891, 22/7) beskriver rød skifer med stor granittbolle. Den er også iaktatt av Törnebohm (1896, s. 121), som sier: «Vid stranden S om Androg är dess (c: granitens) kontakt med denna (c: sparagmiten) blottad. Sparagmitbildningarna börja här med ett sammankittadt granitgrus, som påtagligen uppkommit af den vidliggande granitens detritus.» — Denne noe misvisende formulering er preget av ønsket om å gjendrive Kjerulfs feilaktige påstand om at granitten var yngre enn sparagmitt-lagrekken og at den hadde smeltet seg veg opp gjennom forskjellige ledd av denne. Beskrivelsen er imidlertid god, idet de underste tillittlag er rike på boller av granitten. Blokkinnholdet fremgår forøvrig av tabell 1.

Tabell 1.

Blokkmateriale i autokton basaltillitt.

A. Andrå. Øvre tillitt, rødbrun, blokkførende skifer.

B. Andrå. Undre blokkrik tillitt.

C. Møra. Rødbrun blokkførende skifer.

Blokkenes størrelse	2—10 cm	2—20 cm	2—10 cm
	A.	B.	C.
Granitt	7	69	8
Røde kvartsitter	2	6	7
Lyse og grå kvartsitter	1	15	15
Porfyrer, særlig kvartsporfyrr	0	5	4
Diabas av Åsbytypen		4	1
Andre, ikke bestemte bergartstyper	2	1	3
Sum	12	100	38

Grenseforholdene mot granitten er noe komplisert ved at feltet er sunket ned ved flere forkastninger. Nede ved stranden sees tillitten å overleire granitt. Men oppe ved vegen er tillitten forkastet ned i forhold til granitten, og grensen her utgjøres av en flere meter bred oppknust sone som faller steilt mot S. Det er kanskje dette forhold som fikk Schiøtz til å betrakte «den søndenfor liggende granitt med overliggende lag å være gledet nordover og over sparagmiten» (1902, s. 57).

En mere detaljert beskrivelse av bergarten er gitt av Per Holmsen (1945, s. 176-79), som den gang ikke var klar over konglomeratets natur. Han mente den gang at der var en mulighet for at det kunne oppfattes som en konglomeratfylling i selve forkastningsspalten. Senere undersøkelser har vist at forkastningsspalten er utviklet som en veldig rivningsbreksje på større dyp i jordskorpen. Under et felles besøk på stedet sommeren 1945 gjorde Chr. Oftedahl oppmerksom på at det var tillitten, og denne oppfatning må nødvendigvis være den riktige.

Den tillitførende avdeling ved Andrå består av tre ledd. Underst og sydligst er det en blokkrik avdeling, blottet over en ca. 100 m lang strekning. Tykkelsen er vanskelig å bedømme. Nordenfor kommer en overdekket strekning på ca. 60 m, hvori en liten blotning av rødbrun tillitt. Derpå en grågrønn sparagmitt med røde feltspatkorn, tykkelsen av denne kan anslås til minst 10 m. Mellom denne og den øverste del av serien er det atter overdekket noen få meter, hvorpå følger en sterkt rødbrun tillitt med meget spredte boller. Tykkelsen av denne må anslås til minst 20 m. Den samlede lengde av profilet er ca. 180 m. Den sydlige del av profilet, hvor tillitten overleirer grunnfjellet, ligger ca. 250 m S utløpet av Andåen. Ved vegen, som går i skjæring gjennom den øvre rødbrune tillitt, sees rødlig kvartsittlag i steil lagstilling nærmest Andåen. På nordsiden av elven opptrer sort skifer svarende til Oslo-feltets etasje 1 d. Situasjonen fremgår av profilet fig. 4.

Hvor meget av denne avdeling som har beholdt sin primære lagdeling, og hvor meget som skyldes de senere forskyvninger, lar seg neppe avgjøre i detaljene. Men i hovedsaken kan det ansees for sikkert at den tillitførende avdeling er eldst, derover kommer en horisont av kvartssandstenen, og på denne igjen har der vært avsatt kambriske lag.

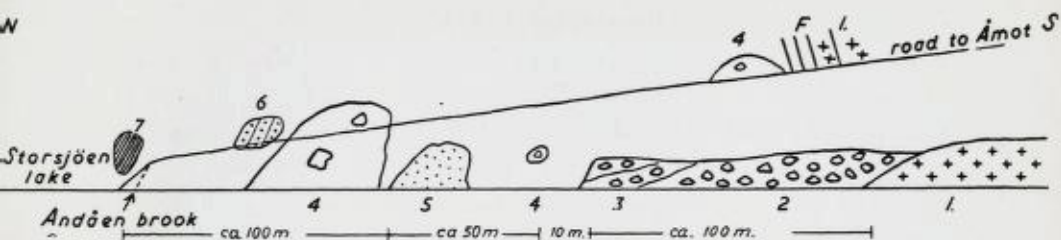


Fig. 4. Profil over basaltillitt-serien ved Andrå. 1. Granitt (prekambrium). 2. Tillitt med tettpakket bollemateriale. 3. Lagdelt grå tillitt. 4. Rød tillitt med spredte boller. 5. Grå-grønn sparagmittisk sandsten. 6. Presset, rødlig kvartsitt. 7. Sort skifer (mellom-kambrium). F. Forkastningsmylonitt.

Section through the basal tillite series at the shore of Lake Storsjøen south of Andrå. 1. Granite (pre-Cambrian). 2. Tillite with numerous closepacked boulders. 3. Stratified gray tillite. 4. Red tillite with scattered boulders. 5. Grey-green sparagmitic sandstone. 6. Sheared quartzite of reddish colour. 7. Black shale (middle Cambrian). F. Fault mylonite.



Fig. 5. Undre blokkrike tillitt, Andrå.
Lower tillite, with numerous boulders, Andrå.

Basal-tillitt ved Møra.

Øst for Sjøligårdene ved den lille elv Møra er der blottet litt av den samme serie. 300 m syd for broen, der hvor setervegen østover fra Sjøli passerer, står der granitt i elveleiet. Over granitten kommer der en presset, rødbrun, blokkførende skifer av 3-4 m tykkelse, og derover ca. 1 m grågrønn sparagmitt av samme utseende som den tilsvarende ved Andrå, men ved Møra forekommer små boller i sparagmitt. Derover er det overdekket 3-4 m, og over kommer sterkt presset kvartssandsten tilhørende Kwartssandstens-dekket.

Blokkinnholdet i denne rødbrune tillitt fremgår av tabell 1 kolonne C. s. 29.

Det er tydelig at kvartssandstenen er forskjøvet henover sitt underlag, for de undre lag er sterkt presset. Dette har til følge at lokalt kan noe være skubbet vekk under skyvningene. Tillitten kan ha hatt noe større tykkelse primært på dette sted. Hertil kommer at kvartssandstenen også primært har hvilt på forskjellig underlag, nemlig i nord på tillitt, sydligere på den røde og grønne skifer, Ekre-skiferen og i syd ved Deset direkte på grunnfjellet. Like vest for den nettopp beskrevne lokalitet ved Møra, bare 200-300 m borte, mangler tillitten i profilet, og kvartssandstenen hviler øyensynlig direkte på grunnfjellet; det er bare ca. 6 m overdekket i profilet, og der finnes ingen løse blokker på stedet av tillitt eller rød skifer.

Tillitt i Ludalen.

Denne lokalitet berører bare såvidt kartbladet Storelvdals område. Tillitten opptrer akkurat ved kartgrensen mot kartbladet Trysil, og fortsetter mot øst inn på dette kartblads område. Forekomsten er blottet i skogen vest for Lua og ved plassen Åsen øst for Lua (Schjøtz 1883, s. 160, 196 og 1902, s. 74). Lagfølgen videre oppad er først Ekre-skifer, derover kvartssandsten som er forskjøvet henover sitt underlag. Tillittens underlag er ikke blottet her, men i Slemberget SØ for nordre Slemsjøen overleirer tillitten en sparagmittserie, underst bestående av rød-grå sparagmitt vekslende med lag av rød skifer. Bollene tiltar i antall oppover i lagrekken. Slemberget er den forekomst i Syd-Norge hvor tillitten har størst mektighet og størst feltutbredelse. Blokkinnholdet fremgår av tabell 2 (side 45).

Den stratigrafiske stilling av tillitten i Ludalen og Slemdalen er annerledes enn ved Andrå og Møra, idet den på sistnevnte steder hviler direkte (primært) på grunnfjellet, mens den i Slemdalen hviler på rød-grå sparagmitt; om denne sparagmitt antas det at den ligger på sitt opprinnelige sted. Skyvningene har ikke formådd å rokke nevneverdig på den, heller ikke på tillitten. Den mektige røde Ekre-skifer som overleirer tillitten er imidlertid blitt sterkt foldet og forskifret, og den stive kvartssandstensplaten over Ekre-skiferen er blitt ganske betydelig flyttet henover sitt underlag, som derved er blitt foldet.

Ekre-skifer mellom Ludalen og Storsjøen.

Denne røde skifer hvis stratigrafiske stilling har vært bestemt allerede fra Münsters undersøkelser av Ringsaker-profilet, har sin største geografiske utbredelse og tykkelse innenfor kartbladet Trysil, og danner fjellgrunnen over store områder i Slemdalen, Osdalen og Eltdalen. En del av området i Slemdalen og Ludalen ligger innenfor kartbladet Storelvdals område. Det sammenhengende område med Ekre-skifer når også over til Storsjøens sydende omkring Glesua. I lagrekken, hvor også tillitten inngår, kommer den nærmest over denne.

Ekre-skiferen i denne trakt er inngående beskrevet av Schiøtz (1883, s. 160; 1902, s. 73 ff), og av Törnebohm (1896, s. 32-33).

Under fremskyvningen av Kwartssandstens-dekket ble Ekre-skiferen foldet intenst sammen med steile lagstillinger og foldingsakse omtrent Ø—V. Enkelte steder veksler den røde skifer primært med grå-grønne sparagmittlag, således i Luvåsen nord for Åsen gård, vest for Buøyen og vest for Storbekkdalen. Det siste sted er Ekre-skiferen utviklet som en grå-grønn leirskifer. Enkelte steder veksler Ekre-skiferen også med tykke sparagmittlag (vest for Buøyen og ved Storbekkdalen). Denne veksling er primær. Denne iakttagelse har betydning for forståelsen av forholdet mellom Ekre-skiferen og den overliggende kvartssandstensavdelingen.

Ekre-skifer i øst omkring Osdalen-Mistra.

Ekre-skiferen forekommer under grå sparagmitt (Vardal-sparagmitt?) og veksler med denne i Stokkbekken SØ for Skarven nedover mot Osa (Schiøtz 1883, s. 168, 187, 194, 202; 1892, s. 15,

Holtedahl 1921, s. 32). Rød skifer finnes rikelig i morenematerialet mellom Skarven seter og vegkrysset hvor vegen tar av til n. Osdalseteren. I fast fjell står rød og grønn skifer i nordskrånningen av Kvitåsen med steilt vestlig fall.

Kvartssandstensavdelingen.

Ved Mjøsa inndeles denne sparagmittlagrekkens yngste avdeling i to formasjoner, nemlig underst Vardal-sparagmitt og derover Ringsaker-kvartsitt (T. Vogt 1924).

Innen kartbladene Storelvdal og Ytre Rendal finnes flere steder bergarter som antas å tilsvare disse to formasjoner og som antas å ligge noenlunde uforstyrret av skyvebevegelsene.

I bekkeskjæringene vest for Slemdalen mellom Storbekkdalen og Buøyen forekommer tallrike vekslinger mellom rød skifer (Ekre-skifer) og grå sparagmitt. Sparagmittlagenes tykkelse er varierende, fra noen få centimeter til mange meter. Denne veksling er primær. Lignende grå sparagmitt står også nordligst i Luvåsen, men her er terrenget sterkt overdekket og detaljer derfor ikke synlig. Det antas at denne vekslende bergartsserie tilsvare overgangen mellom Ekreskifer og Vardal-sparagmitt.

Fullstendig tilsvarende veksling mellom rød skifer og grå sparagmitt forekommer innen nabokartbladet Trysil i Bjørnåsen og i Buråsen, henholdsvis vest og øst for Osdalen. Det tilsvarende har Holtedahl iaktatt i Gråhøgda på Engerdalsbladet (1921, s. 32).

I den forskjøvete lagrekke tilhørende Kvartssandstens-dekket er fullstendig tilsvarende vekslinger observert i nordskrånningen av Røstberget hvor setervegen går fra øv. Sjøli over til Slemdalen. Herfra stammer også blokker av et intraformasjonalt konglomerat med grå sparagmitt som grunnmasse og biter av rød skifer som boller (Törnebohm 1896, s. 33).

En isolert-stående forekomst av grovklastisk grå sparagmitt under Kvartssandstens-dekkets skyveplan i Målbekkehammeren ovenfor gården Lønrusten ved kartgrensen mellom Storelvdal og Ytre Rendal antas å være autokton og tilsvare Vardal-sparagmitt. Hva som ligger nærmest grunnfjellet på dette sted kan ikke sees fordi terrenget er overdekket, men nærmest grunnfjellet kommer en 8-10 m høy berghammer av grå sparagmitt som er lite eller ikke presset. Ovenfor er det en hylle i skrånningen og innerst på denne under den neste store

styrtning sees skyveplanet for Kwartssandstens-dekket blottet på et sted innunder et utoverheng. Det er utviklet som en kraftig mylonittsone. Over denne kommer styrtningen bestående av finklastisk presset mørk kvartsitt, en ekte «blåkvarts». Det er disse forhold som gjør det sannsynlig at den grå sparagmitt er autokton, og fordi både tillitten og Ekre-skiferen mangler antas det at den svarer til Vardal-sparagmitt.

To forekomster av ren kvartsitt i Deset-området antas å tilsvare Ringsaker-kvartsitten, den ene omkring Sveen, den annen ved Ulebekken. Ved oppkjørselen til plassen Sveen ca. 2 km NØ Deset står granitt til ca. 400 m.o.h. (kartets høydetall 410 angir høyden av våningshuset på Sveen). Ca. 10 meter høyere (det mellomliggende er overdekket) ligger en hel del kantede parallell-orienterte blokker av et småkornet kvartskonglomerat.¹ Det antas at blokkene ligger meget nær in situ. Av antallet løse konglomeratblokker som ligger spredt sydover, må det formodes at konglomeratet står over en lengere strekning. Ovenfor Sveen er det en ganske bred flate som fortsetter videre sydover mot Velta. Ovenfor denne flate opptrer ved Velta kambrisk skifer (Schiøtz 1883, s. 159, linje 1), og derover forskjøvete (og overskjøvete) grå sparagmittbergarter som tilhører Kwartssandstens-dekket, og det fremgår derfor at den nettopp omtalte flate ikke markerer hovedskyveplanet, men at dette ved Velta ligger ca. 30 m høyere. Den sorte, kambriske skifer opptrer bare ved Velta-Kvernbekken og mangler nordenfor og søndenfor. Det kan diskuteres om kvartskonglomeratet nedenfor flaten er absolutt uforstyrret av skyvningene. Sannsynligvis er det helt ubetydelig forskjøvet henover sitt underlag, da forholdene i Kvernbekken like syd for Velta tyder på dette. Her er nemlig et av de meget få steder i Rendalen hvor den direkte kontakt mellom grunnfjellet og det overliggende er synlig. Kontakten kan med fordel studeres i Kvernbekken like syd for Velta, hvor kvartsitt og kvartskonglomeratet sees å ligge diskordant over en skråttstillet granittisk gneis (Schiøtz 1883, s. 159). Denne er forvitret så langt ned som den er synlig. Kontakten, som er ganske skarp, er blottet rundt det gryteformete innhakk som betinger den nederste foss. Situasjonen ligger litt lavere enn plassen Velta. Den underste kvartsittbenk er småkonglomeratisk og lite presset, noe som

¹ Dette konglomerat må ikke forveksles med et annet konglomerat i det overskjøvete Kwartssandstens-dekket høyere oppe i styrtningen, hvorav det også finnes enkelte nedrasete blokker.

skulle tyde på at det underste ikke er særlig meget forskjøvet. Derover kommer lite presset lys kvartsitt. Småkonglomeratet ved Sveen har stor likhet med disse underste lag. Den autoktone kvartssandsten er ca. 10 m. tykk. Den tilsvarende kontakt er også blottet i Deia, men her er lite av profilet synlig. Det underste sparagmittlag er kvartsittisk. I begge profiler består grunnfjellet av en skråttstillet granittisk gneis.

Om man regner med at disse lag bare er uvesentlig forskjøvet henover sitt underlag, blir det neste spørsmål å avgjøre hvilken geologisk horisont de representerer. Da både tillitt og Ekre-skiferen mangler, må de tilhøre kvartssandstensavdelingen. Enten representerer de Vardal-sparagmittens basallag, eller de representerer toppen av Ringsaker-kvartsitten. For det siste alternativ taler særlig forekomsten av ren kvartsitt ved Ulebekken, som beskrives nedenfor.

Den annen forekomst er helt analog. Upresset kvartsitt forekommer like over grunnfjellet ved Ulebekken, ca. 5 km. nord for Deset. Skyveplanet ligger her ca. 550 m.o.h. I selve bekkeleie er grunnfjellet helt overdekket, men 2-300 meter nordenfor stikker noen mindre blotninger av hvit upresset kvartsitt frem nede på selve flaten under skyveplanet (som går noen meter høyere oppe ved fjellfoten ovenfor). Like under kvartsitten igjen stikker grunnfjellsgneis frem i noen andre blotninger i noen få meters avstand fra kvartsitten. Selve kontakten kunne ikke sees, men det er bare ca. 0,5 m. som er overdekket i profilet. Den upressete karakter av kvartsitten gjør at den bør fortolkes som liggende på sin opprinnelige plass. Den petrografiske karakter (ren kvartsitt) tyder på at den tilsvarende Ringsaker-kvartsitten. Over skyveplanet kommer mørke, feltspatholdige bergarter (tilsvarende Vardal-sparagmittens), helt forskjellige fra underlagets.

På kartbladet Ytre Rendal finnes (som nevnt side 30) en liten forekomst av rødlig kvartsitt syd for broen ved Andrå like over den tillittførende serie. Bergarten er temmelig oppknust, enten av skyvebevegelser eller forkastningsbevegelser eller begge deler. Da begge slags tektoniske bevegelser i høy grad har forstyrret de opprinnelige stratigrafiske forhold, er det ikke godt å klare ut disse. Da fossilførende kambrisk sort skifer forekommer like over den kvartsittiske bergart, nemlig på nordsiden av elven, er det rimelig å oppfatte den sistnevnte som tilhørende Kwartssandstens-avdelingen, men hvilket ledd av denne finnes ingen holdepunkter for å avgjøre.

Rødlig sparagmitt opptrer videre nordover langs Storsjøen med avbrytelser inntil ca. 1 km. nord for Andåens utløp. Den representerer rimeligvis Vardal-sparagmitt i dette område, men er ikke autokton i strengeste forstand.

I den sydøstre del av kartbladet Ytre Rendal og i den overdekkede nordøstlige del av kartbladet Storelvdal opptrer et stort område med bergarter tilhørende kvartssandstensavdelingen, som slutter seg til det store autoktone sparagmitt-området innen nabokartbladene Engerdal og Trysil. Den mørke sparagmitt og blåkvartsen i Borveggen og Skarven er tidligere omtalt av Schiøtz (1874, s. 39, 109; 1883, s. 165, 169, 202; 1892, s. 15), Meinich (1880, s. 17), Holtedahl (1921, s. 32) og K.O. Bjørlykke (1905, s. 95). Dessuten forekommer mørk grå sparagmitt i foten av Storhøgda vest for Borveggen. Et horisontalt skyveplan, synlig som en horisontal terrasse i den østlige og sydlige fjellside, skiller denne fra de overliggende lyse, pressete sparagmitter (Kvitvola-komplekset?).

Det kan diskuteres hvorvidt kvartssandstensavdelingen (Schiøtz', «grå sparagmitetage») virkelig er autokton i strengeste forstand i dette område. Man vil sikrere kunne betegne dette områdes kvartssandstensbergarter som parautoktone. Forholdene i Skarven mellom denne avdeling og Orthocer-kalken (se side 39) tyder på at mindre forskyvninger forekommer, likesom bergartenes noe pressete karakter tyder på det samme. Bjørlykke (1905, s. 95) sier at blåkvartsen i Borveggen har uregelmessig, forstyrret lagstilling. Men stort sett må hele bergartskomplekset oppfattes som liggende på sin opprinnelige plass, og lagfølgen Moelv-sparagmitt/tillitt/Ekre-skifer/kvartssandsten (grå sparagmitt) er normal i dette område.

Det samme spørsmål når det gjelder den strengt autoktone karakter, må i sterkere grad stilles til den mørke sparagmitt som underleirer grunnfjellsflaket ved Mistra, og som forekommer oppover langs Mistra til ca. 1 km. nedenfor sammenløpet med Renåen og i østre og vestre Kongsskaråsen. At disse bergarter tilhører kvartssandstensavdelingen, sluttet derav at de opptrer i selskap med tillitt og Ekre-skifer, og av den petrografiske karakter, som er lik den tilsvarende avdeling lenger syd og øst.

Kambrisk skifer ved Andrå.

De side 30 omtalte sorte skifre nord for Andåen var tidligere den eneste absolutt sikre forekomst innen kartbladet av virkelig

autokton kambrosilur. Forekomsten er sist omtalt av K.O. Bjørlykke (1905, s. 44), og representerer etasje 1 d (ifølge bestemmelse av N. O. Holst) av Oslo-feltets kambro-siluriske lagrekke. Det er ikke meget som er synlig i dagen av den sorte skifer, nærmest bare litt skifersmulder. Den forekommer også oppe på jordene av den sydlige av de to Andrågårdene. Angagelig er feltet ved Storsjøen forkastet ned i forhold til feltet ved Andrågårdene, og representerer samme forekomst.

Sort skifer ved Grøndalseter.

Imidlertid finnes det en annen forekomst av sort skifer som muligens også kan representere kambrisk skifer, nemlig den sorte skifer som må stå i fast fjell omkring Grøndalseteren ved veggen fra Storsjøen til Engerdalen. Fast fjell er overhodet ikke blottet, og skiferen finnes bare i den lokale bunnmorene som kommer tilsyne i vegskjæring øst for seteren samt i enkelte løse blokker omkring seteren. Forekomsten er omtrent ikke omtalt i litteraturen, bare nevnt av G. Holmsen (1915, s. 18) og henvist hertil av Holvedahl (1921, s.36).

Schiøtz gikk her i 1891, og beskriver i sin dagbok for 27. juli s.å. «avtrykk av obolella og/eller mulignes acrothele», og i fotnote står «iflg. G. Holm.» Skiferen ved Grøndalseter er sterkt utgnidd. Det ville være sterkt ønskelig å få funnet av de kambriske fossiler verifisert, fordi den stratigrafiske kombinasjon av kambrium direkte på Moelvsparagmitt, eventuelt på Ekre-skifer, er ukjent. I disse strøk (Høgberget, Skarven, Rømmundfjell) hviler Orthocer-kalken (ordovicium) direkte på kvartssandstenen og representerer en ordovicisk transgresjon. (Se Hovedahl: Engerdalen).

Kambriske skifre med basalkonglomerat ved Deset.

Profilet i Kvernbekken er allerede nevnt side 35. Det er på flere måter ett av de viktigste innen begge kartblader. Det beviser bl.a. kvartssandstens-dekkets overskjøvete karakter. Over den autoktone kvartsitt-konglomeratserie fant Steinar Skjeseth i 1954 et 1—2 cm tykt basalkonglomerat hvilende på en forvittringspreget kvartsittoverflate. Like over er der litt sandstensskifer. Selve kontakten er bare blottet undervanns i Kvernbekken.

I kanten av bekken ca. 1 m høyere opp sees grå-grønn sandstensskifer med krypespor. Mektigheten av denne kan anslåes til ca. 4 m.

Høyere opp i samme skråning sees masser av sort skifersmulder av samme type som ved Velta. Fossiler ble ikke funnet.

Ved Velta sees den sorte, sterkt pressete skifer blottet i en mektighet som kan anslåes til ca. 30 m. Skiferen inneholder utpressete kvartsittlag. Skyveplanet for Kvartssandstens-dekket utgjøres av den øverste del av skiferen, som følgelig er overordentlig sterkt presset. Den underste del av den autoktone serie er ikke blottet ved Velta. Den samlede mektighet av den autoktone serie kan ved å sammenholde profilene ved Velta og Kvernbecken anslåes til ca. 40 m.

Fortolkningen av profilet er følgende: Underst på det forvitrede grunnfjellet ligger 10 m kvartsitt og kvartskonglomerat som tilsvarer Ringsaker-kvartsitten. Derover hviler kambrisk basalkonglomerat og derover igjen underkambrisk sandstensskifer med krypespor, tilsammen ca. 4 m. mektig. Derover ligger mellomkambrisk alunskifer, som er stuket sammen av skyvebevegelsen og sterkt tektonisert i sin øvre del.

Orthocer-kalk.

Innen kartbladet Ytre Rendal er der på to steder funnet fossilførende bergarter av ordovicisk alder. Det ene sted er ved stranden av Storsjøen ca. 1 km. nord for Andrå hvor K.O. Bjørlykke fant Ogygocariskifer med fossiler samt en løs kalkstensblokk hvori en orthocer (Bjørlykke 1905, s. 44). Denne forekomst tilhører et overskjøvet kompleks, idet den forekommer over en sone av grov øyegneis av Valsjøbergets type. Den vil derfor bli behandlet lengre frem (side 54). Den annen forekomst av ordovicium slutter seg helt ut til kvartssandstenen vest for Osdalen innen kartbladets østligste del. Kjerulf (1879, s. 129) antyder Orthocer-kalk «på fjellmarken vest for Høgberget 2260 fot o.h.» uten nærmere å angi når han har sett den, antagelig har det vært under en reise i Rendalen i 1863. Meinich (1880, s. 17) gir en ganske detaljert beskrivelse av forekomsten etter et besøk i 1878. Det fremgår at Orthocer-kalken opptrer alene sammen med blåkvartsaktig kvartssandsten, og at denne siste ligger både over og under den fossilførende kalksten. I stratigrafisk henseende tilhører denne forekomst således den paraautoktone kvartssandsten som har en ganske stor feltutbredelse vest for Osdalen. Schiøtz besøkte stedet 2 år senere enn Meinich (1883, s. 169). Schiøtz beskriver forholdene i overensstemmelse med Meinich. Selv har jeg mislykkes i å

finne forekomsten som skal være ved et lite tjern syd for en gammel sti mellom Haga-Osdalsseter og Østvolden seter.

Forekomsten ved Skarven slutter seg faciesmessig helt til Orthocer-kalken ved Skjærbekken på Rømmundfjellet og ved Høgberget. Sammen med forekomsten av Ogygiocaris-skifer nord for Andrå og en tidligere ukjent forekomst av Orthocer-kalk ved store Engeren syd for Hylleråsen kaster de det eneste sparsomme lys over det ordoviciske tidsrom i denne del av sparagmitt-området. Det karakteristiske ved de tre første av disse forekomster er at Orthocer-kalken og/eller Ogygiocaris-skiferen hviler primært direkte på den eroderte kvartssandstensavdelingen, til tross for at vi innen det samme store område kjenner både underkambriske og mellomkambriske lag. Det stemmer fullstendig med O. Holtedahls oppfatning hvis vi forklarer denne omstendighet derved at de første betydelige kaledonske jordskorpebevegelser («Trondhjems-fasen») førte til en betydelig og langvarig heving av den sydøstlige del av sparagmitt-området gjennom nesten hele undre ordovicium, med betydelig denudasjon av de avsatte kambriske lag og endog av kvartssandstensavdelingen (Holtedahl 1920, s. 27; 1921, s. 33).

Skjøvne sedimentbergarter øst for Rendals-forkastningen.

Moelv-sparagmitt (den lyse sparagmitt).

Innenfor kartbladenes områder forekommer Moelv-sparagmitt over store områder både øst og vest for Rendalen. Under et foregående avsnitt er omtalt hvordan denne, undertiden også kalt den lyse eller den røde sparagmitt, forekommer i et område nær Osdalen som henger sammen med det store sparagmittområde innen kartblad Engerdalen og at denne sparagmitt er antatt å ligge noenlunde på sin opprinnelige plass og med den opprinnelige lagfølge bevart. Alle andre forekomster av Moelv-sparagmitt innen kartområdet er derimot blitt skjøvet til sin nåværende plass under den kaledonske fjellkjededannelse, og skyveretningen har stort sett vært fra NV mot SØ. Skyvedistansene må til dels ha vært betydelige; det er sterke grunner til å anta at en del av den skjøvne Moelv-sparagmitt opprinnelig er blitt avsatt i et område som har ligget noe vest for Rendalen.

Det store område med overskjøvet Moelv-sparagmitt øst for Rendalen har sin hovedutbredelse innen nabokartbladet Øvre Rendal og grenser i syd til Mistra og Grøna, til den linje som jeg (side 24) har kalt «Mistra-overskyvningen». Bergartskompleksets overskjøvete karakter kommer tilsyne nettopp langs denne linje. Grenseforholdene langs nordsiden av Mistras grunnfjellsflak er omtalt side 26, hvorav det fremgår at Kvernnesvolas lyse sparagmitt ligger over rød skifer (Ekre-skiferen), og at det har foregått en overskyvning nettopp i denne skifer (mylonittdannelse). Da Ekre-skiferen er yngre enn Moelv-sparagmitt, må der følgelig ha foregått en skyvning av eldre lag over yngre, selv om den skjøvne sparagmitt ikke behøver å ha tilbakelagt særlig store distanser. Overskyvningen kan følges til Grønns utløp, hvor Mistras grå fyllitt (Ekre-skifer) faller inn under lys sparagmitt i nord og vest. Den røde spa-

ragmitt i Kjesaråsen øst for Mistra nord for sammenløpet med Grøna viser tydelig tektoniske deformasjoner. Mot øst synes Mistra-overskyvningen å forsvinne, idet Aursjøvolas og Rendalssørens mektige lyse og røde sparagmitt øyensynlig henger sammen med den tilsvarende lyse sparagmitt langs Trysilelven (Snera), omkring Osdalen og videre sydover til Elta. Overskyvningen ved nordsiden av Mistra antas derfor ikke å være av virkelig store dimensjoner.

Bergarten i Kvernnesvola er en lys, grovklastisk og lite presset sparagmitt; i vestskråningen ut mot Rendalen er der lyst rødlige og konglomeratiske partier. Feltspaten er alminneligvis helt frisk og bergarten har i det hele tatt en så uomvandlet karakter at den kan tjene som prototypen på denne formasjon av sparagmitt-lagrekken. At det er Moelv-sparagmitt, fremgår av at den inneholder Moelv-tillitten ved Lomnesseteren (Se følgende avsnitt) og i Ellingsåkkletten. I det samme sparagmittområde inngår også det rundete konglomerat (i Væråsen, Schjøtz 1874, s. 58) som danner en karakteristisk sone øverst i Moelv-sparagmitt langs etter Osas dal (Holtedahl 1921, s. 31).

Til Kvernnesvolas sparagmittområde slutter seg sparagmitt i Stenfjellet, Væråsen, Kjesaråsen og Gravåsen, samt området ved vegen til Jotseter, de tre siste lokaliteter nord for Grøna. Mot nordøst fortsetter sparagmitt inn mot Tisvola og i Rendalssørens antiklinalformete fjellmasse, og ennå videre inn på kartbladet Søndre Femund i Bårfjellet og til fjellene mellom Isteren og Femunden.

Tillitt.

I foregående avsnitt er nevnt tillitt ved Lomnesseteren. Den eneste antydning i litteraturen om at der forekommer tillitt i Løsåkkletten og ved Lomnessr. synes å være i Kjerulf (1879) «Udsigten», profil side 114, hvor det er angitt «rødlig bruddstykkekv.».

Tillitten ved Lomnesseteren ligner nærmest en konglomeratskifer med spredte boller av granitt, porfyrer, røde og grå kvartsitter o.a. Grunnmassen er sparagmittaktig og svakt fyllittisk. Tillitten er blottet i en liten fjellknaus like nord for seteren. Underlaget er ikke direkte synlig, men hele fjellsiden nedover mot Rendalen består av lys sparagmitt med isoklinale folder. I den sydøstlige del av det blottede område henimot seteren opptrer meget spredte boller i en lys, svakt rødlig sparagmitt, og bollene blir stadig sjeldnere i retning østover. Lag-



Fig. 6. Tillitt, innklemmt i «Mistraflaket» ved Kongsskaråsen ovenfor Skogberget gård.

Tillite, occurring in the «Mistra-slice». Northwestern slope of w. Kongsskaråsen, above the farm Skogberget.

stillinger kan ikke tydelig avgjøres, og man må nøye seg med å konstatere at tillitten ligger omgitt av lys sparagmitt (Moelv-sparagmitt). Da denne tilhører et overskjøvet kompleks (foregående avsnitt), kan forholdet tydes som et innpresset parti av tillitt. Blokkinnholdet er fremstillet i tabell 2 (side 45).

Det samme forhold gjelder tillitten i Ellingsåkletten. Gerd Vogt (dagbok 2. juli 1949) angir nord for Ellingsåen nederst i den steile fjellside tillitt, derover rød sandstensaktig sparagmitt og derover lys vanlig sparagmitt.

Tillitten ved «Mistra-flaket» er før omtalt (side 26), likeså at denne ikke ligger på sin plass, men er skjøvet sammen med det grunnfjell som den opprinnelig er avsatt på. At det siste er tilfellet fremgår av den umiddelbare direkte primære kontakt, som er iaktatt på flere steder, bl.a. et par steder i v. Kongsskaråsen ovenfor Skogberget hvor større tillittpartier sammen med grå sparagmitt ligger innpresset i grunnfjellsflaket. Den typiske tillitt har rødbrun grunnmasse og kantete boller i opptil hodestørrelse av granitt, kvartsporfyrr (sjelden),

røde og hvite og grå kvartsitter. Sammen med tillitten opptrer et rundet konglomerat, vesentlig med boller av røde og lyse kvartsitter og med grunnmasse av grå sparagmitt. Egentlig består «Mistra-flaket» av flere mindre, hvor tillitten og den grå sparagmitt som forekommer sammen med den, er blitt presset inn mellom de enkelte grunnfjellsflak. I den bratte fjellsiden ned mot Mistra på nordsiden er det flere slike partier av tillitt inne i grunnfjellsflaket, og flere steder ligger tillitten i kontakt med sitt opprinnelige underlag. Bollesammensetningen fremgår av tabell 3. Ofte har det foregått mindre forskyvninger langs grensen. Også ved undersiden av «Mistra-flaket», lenger oppe ved elven, opptrer tillitten. På nordsiden av elven ligger der nærmest under hovedflaket en grå sparagmitt, og noen meter under kontakten inneholder denne grå sparagmitt et polymikt, men rundet, konglomerat. Det er ikke egentlig tillittlignende, men av samme type som det konglomerat der opptrer sammen med den rødbrune tillitt ved det ovenfor omtalte lokalitet ovenfor Skogberget. Lenger ned mot Mistra opptrer et nytt mindre granittflak som neppe er over 15 meter tykt, og derunder er det grå sparagmitt. På sydsiden av Mistra, like overfor den nyss beskrevete lokalitet, mangler det tynne underste granittflak. Her opptrer typisk tillitt nærmest under hovedflaket, men kontakten mot dette er overdekket. Tillittens bollemateriale består av granitter, kvartsporfyre og flere kvartsitter. Videre oppover langs Mistra og dypere ned i den inverterte lagrekke opptrer bare grå sparagmitt, den samme som i østre og toppen av vestre Kongsskaråsen.

Ganske tilsvarende til foregående er tillittforekomsten i Andråsberget. Da denne er omtalt side 27, skal der ikke her gjentas hvordan den opptrer, bare nevnes at den delvis har karakter av en bolleførende skifer med boller av granitter og kvartsitter, at den i hvert fall delvis har tillittens karakteristiske rødbrune farge og at den hviler på sitt opprinnelige granittunderlag. Både dette og tillitten er flyttet sammen under den senkaledonske oppskyvning av sparagmittlagrekken underlag (se side 17).

Ekre-skifer.

Det eneste sted på østsiden av Rendals-forkastningen hvor vi har Ekre-skiferen utviklet i de overskjøvete komplekser, er i tilknytning til «Mistra-flaket», nemlig på oversiden av dette på nordsiden av elven som nevnt side 26. Lokalt synes tillitten å mangle på dette sted, idet grensebergarten er en mylonittsone hvor biter av grunnfjellsgra-

Tabell 2.

Moelvtillitt.

- A. Slemberget, sydvestskrånigen. Blokkstørrelse 3—10 cm. Største blokker 30 cm (granitt og kvartsitt). Mengdeforhold blokker: grunnmasse varierer mellom 1 : 5 og 1 : 10.
- B. Slemberget, toppen. Blokkstørrelse 3—10 cm. Mengdeforhold blokker: grunnmasse omtrent = 1 : 5.
- C. Lomnes seter. Blokkstørrelse 2—30 cm. Største blokk ca. 1 meter (granitt). Mengdeforhold blokker: grunnmasse = ca. 1 : 20.

	A.	B.	C.
Granitter	34	4	35
Porfyrbergarter	6	3	2
Presset porfyr (Engerdalstypen)	6	3	2
Røde kvartsitter	8	47	39
Lyse kvartsitter	40	6	26
Pegmatittkvarts	3	—	—
Ikke bestemte typer	4	2	0
	Sum 101	65	104

Tabell 3.

Blokkmaterialet i basaltillitt, «Mistraflaket».

Antall blokker.

- A. Løs blokk fra innklemt parti ovenfor Skogberget, syd for Mistra. Blokker 2—20 cm.
- B. Fast fjell samme sted. Blokker 2—20 cm.
- C. Fast fjell, lokalitet: lite innklemt flak på nordsiden av Mistra i den bratte fjellsiden. Blokker vesentlig 2—20 cm. Dog inngår noen få større blokker (opptil 40 cm) av granitt og kvartsitt.

	A.	B.	C.
Granitter	10	46	42
Røde kvartsitter	1	19	8
Lyse kvartsitter	1	18	40
Porfyrer og kvartsporfyrer	0	12	4
Andre ikke bestemte grunnfjellsbergarter	1	5	6
	Sum 13	100	100

Tabellen gir inntrykk av mengdefordelingen av de forskjellige bergarter som inngår i blokkmaterialet. Blant granittypene dominerer Storsjøgranitten i antall.

nitten er presset inn i den røde skifer (bare synlig i løse blokker i nedrast ur). Den synlige tykkelse av Ekre-skiferen på dette sted er ikke mere enn noen få meter, og den maksimale tykkelse kan neppe overstige et titall meter. Over Ekre-skiferen kommer Kvernnesvolas lyse sparagmitt (Moelv-sparagmitt), men også denne grense er overdekket. Av forholdene fremgår det at der eksisterer et skyveplan også over Ekre-skiferen.

Det er påfallende at tillitten ellers ved «Mistra-flaket» er ledsaget av grå finkornig sparagmitt, mens man skulle vente Ekre-skiferen, f.eks. i de innklemte partier ovenfor Skogberget og nede ved Mistra ovenfor sammenløpet med Kongsskarbekken, ved undersiden av flaket. Denne grå sparagmitt som opptrer i selskap med tillitten, er feltspatfattig, ofte nesten kvartssandstenslignende. At Ekre-skiferen skulle være tektonisk skjøvet vekk på så mange steder, anser jeg som utelukket. Det står tilbake to mulige forklaringer til at Ekre-skiferen mangler. Enten har den aldri vært avsatt her, eller den grå sparagmittbergart tilsvarende i alder Ekre-skiferen. Hvis man erindrer den eendommelige utvikling av overgangen mellom Ekre-skiferen og Vardal-sparagmitt i Slemdalen, Luvåsen og tilstøtende deler av kartbladet Trysil (omtalt side 33-34), hvor rød skifer opptrer i stadig veksling med grå sparagmitt, forefaller den siste forklaring ikke usannsynlig, nemlig at Ekre-skiferen ved «Mistra-flaket» delvis er utviklet som grå finkornig sparagmitt. En del lignende grå sparagmitt som opptrer i Andråsberget over de overskjøvede grunnfjellsflak dersteds, kan muligens også fortolkes på samme måte.

Kvartssandstens-dekket.

Kvartssandstens-dekket som tektonisk begrep ble innført av Schiøtz (1902). Han fant nemlig at grensen mellom «sparagmitt-kvarts-fjellet» og dets underlag i syd i hele sin lengde mellom Glåmdalen og Trysil var en tektonisk overskyvningsgrense. Det samme fant O. Holtedahl (1915) for traktene omkring Randsfjordens nordlige del, T. Strand (1938) for traktene vest for Randsfjorden, og i den senere tid har Steinar Skjeseth fulgt fronten av Kvartssandstens-dekket mellom Randsfjorden og Mjøsa, på Ringsaker og mellom Mjøsa og Glåmdalen. Ved disse arbeider er vi kommet frem til den oppfatning at Kvartssandstens-dekket danner en sammenhengende skyvefront langs hele sparagmittområdets sydgrense. Langs hele denne lange syd-

grense fremgår overskyvningskarakteren av et stort antall profiler hvor kvartssandstensavdelingens bergarter overleirer de yngre, fossilførende kambriske og eventuelt ordoviciske lag.

For å få et begrep om den horisontale distanse som Kwartssandstens-dekket er blitt skjøvet, bør vi studere Schiøtz' klassiske område mellom Osensjøen og Glåmdalen. I hele dette område ligger kambriske og ordoviciske skifre direkte på grunnfjellet, ingen steder ligger sparagmittlagrekkens bergarter imellom. Vi må derfor søke kvartssandstens-avdelingens avsetningsområde lenger nordvest, da skyveretningen i det store og hele har gått i en sydøstlig retning. Betrakter vi f. eks. et profil fra Glomstad i Åmot, hvor fossilførende underkambrium (sandstensskifer og Holmia-skifer) ligger direkte på grunnfjellet, til Hovinsberget ved Elverum, hvor Kwartssandstens-dekket ligger tydelig skjøvet over mellomkambrisk alunskifer, må skyvedistansen være aller minst 20 km. Betrakter vi et profil fra omkring sammenløpet Ena/Tverena ved nordenden av Osensjøen, hvor Schiøtz angir underkambrisk og mellomkambrisk skifer på grunnfjellet, frem til Kwartssandstens-dekkets nåværende front syd for Ulvsjøberget, finner vi at skyvningen her må være minst 15 km. De tall vi på denne måte kommer frem til, må oppfattes som absolutte minsteverdier, fordi erosjonen på den ene side kan ha fjernet betydelig deler av Kwartssandstens-dekket i syd, på den annen side kan skyvedekket bergarter opprinnelig skrive seg fra et område som ligger lenger nord enn linjen Ena-Glomstad, selv om det, jfr. Schiøtz, er sterke grunner for å anta at «sparagmitt-basinets» sydgrense opprinnelig har hatt omtrent dette forløp.

Kwartssandstens-dekket kan følges på østsiden av Rendalen omtrent sammenhengende så langt nordover som til Andrå. Denne del av Kwartssandstens-dekket ligger imidlertid ved en overfladisk betraktning ikke så klart overskjøvet over yngre lag som det gjør lengre syd, hvorfor en nærmere redegjørelse er påkrevd. Tvert imot ligger bergartene for det meste på eldre lag. Særlig fremgår dette av forholdene i Slemdalen og Ludalen, hvor den røde skifer, Ekre-skiferen danner underlaget. Denne lagstilling er den normale, men der er allikevel en tektonisk forskjell. Mens Ekre-skiferen er presset sammen i steile lagstillinger med øst-vestlig strøk, ligger kvartssandstenen ovenpå som en stiv plate. Den underste del av denne er sterkt presset, og undersiden av kvartssandstenen er plan, den følger altså ikke foldningene i Ekre-skiferen. Sydligst i Ludalen ligger kvartssandstenen

på tillitten (s. 32), (grensen overdekket), lenger nord ligger den på Ekre-skifer, idet tillitten i Luvåsen faller inn under Ekre-skiferen mot nord. Den diskordans som derved kommer tilsyne kunde a priori forklares på to måter, enten som en primær erosjonsdiskordans eller som en rent tektonisk diskordans. At der foreligger en tektonisk diskordans, fremgår av Kvernbecken-profilet ved Deset. Men det er meget som taler for at der også skjuler seg en gammel erosjonsdiskordans bak det forhold at Kwartssandstens-dekket ligger på forskjellig underlag. For å belyse dette sistnevnte forhold skal vi betrakte forholdene omkring Kwartssandstens-dekkets underlag i Rendalen.

Törnebohm oppfatter dette forhold som en ren erosjonsdiskordans (1896, s. 33). Ved Glesua ligger mektig Ekre-skifer direkte på grunnfjellet (kontakt overdekket), mens der lenger syd, ved Løsset, ligger grå kvartsitt nærmest grunnfjellet. Profilene ved Ulebekken, Velta og Kvernbecken ennå lengre syd som er omtalt (side 35-36), viser at Ekre-skiferen primært har manglet videre sydover i Rendalen samt at der over den autoktone serie ved Ulebekken og Velta kommer helt andre sparagmittbergarter enn underlagets, med en grense som i terrenget fremstår som et sammenhengende skyveplan. Ennå et sted er den direkte kontakt mot grunnfjellet blottet, nemlig i Deia ved Deset. Forholdene ligner helt på forholdet ved Kvernbecken (side 36). Over en gneisaktig bergart med skrå lagstilling kommer flattliggende kvartsittiske lag.

Flere steder er ikke selve kontakten mot underlaget blottet.

Den nordligste lokalitet av dette Kwartssandstens-dekket finner vi nederst i Andråsbergets bratte sydskråning. Selve den bratte styrtning er ikke tilgjengelig uten klatreutstyr, men det nederste kan nås ved å gå opp uren nedenfor. Det er en presset grå sparagmittbergart, gjennomsatt av tallrike glideflater. Strøkretningsens fortsettelse mot vest viser at her ligger kvartssandstenen over den kambriske skifer ved Andrågårdene, og at det virkelig dreier seg om en klar overskyvning. Ved å følge strøkretningen mot sydøst henimot Andåen kommer man over i upresset mørk kvartsitt, en ekte upresset blåkvarts.

Bergartene i Kwartssandstens-dekket.

Bergartene i Rendalens Kwartssandstens-dekke utgjøres av noen få nær beslektede og karakteristiske typer. Hovedbergarten utgjøres av en finkornig grå sparagmitt med relativt sparsomt med feltspatkorn.

Lokalt kan bergarten bli mere grovkornig og inneholde mer feltspat, som f. eks. i åssiden NØ for Deset. I alminnelighet er det ikke mulig å skjelne noen lagdeling i bergarten, det er bare ved bergartsgrensene at dette kan gjøres. I alminnelighet er bergarten ikke mere presset enn at de klastiske korn kan sees tydelig, selv uten mikroskop. Bare nær undersiden av skyvedekket kan bergarten undertiden være så sterkt presset at de primære strukturer er utvisket. Det antas at denne hovedbergart tilsvare Vardal-sparagmitten.

Rene kvartsitter eller kvartsitter med meget lite feltspat forekommer særlig i den nordlige del av skyvedekket, fra Andrå og sydover. På nordsiden av Andåen er nettopp omtalt ren mørk kvartsitt, det samme forekommer også sydover til omkring Sjøli. I Målbekkkammeren ligger en tett blåkvarts nærmest over skyveplanet, mens der høyere opp i profilet opptrer sparagmitter, til dels sparagmittisk sandsten. Dette profil er i så måte typisk. Også i det tilsvarende profil i søndre Røstet ved Sjøli vises underst en blåkvartsartet bergart, mens bergarten høyere opp er en rødlig, til dels grovklastisk sparagmitt. Det antas at de rene kvartsitter tilsvare Ringsaker-kvartsitten.

Kvartssandstens-dekket i Rendalen inneholder også konglomerater. Av disse er det to helt forskjellige typer. Først skal omtales en type som er relativt utbredt. I Fagerfjellet, i det høyeste av Deifjellet samt i den sydligste del av den samme fjellryggen syd for Rødsskaret opptrer nesten rent kvarts-kvartsitt-konglomerat. Typen er overordentlig vel rundet med boller av form som 3-aksete ellipsoider. Størrelsen av bollene er alminnelig opptil eggstørrelse, og meget sjelden større. Til denne konglomerattypen slutter seg et konglomerat ovenfor Velta litt nord for Deset. Konglomeratet er omtalt i fotnote og av Schiøtz (1883, s. 159, linje 5). Her opptrer boller som ved siden av kvarts og lys kvartsitt også består av porfyrbergarter og (sjelden) granitt. Kvarts- og kvartsittbollene er dog sterkt overveiende i antall. En enkelt bolle av rød kvartsitt er også iaktatt herfra. På sydsiden av elven Deia knapt 1 km SØ for dette sted opptrer et småknolet kvarts-konglomerat visstnok i den nedre del av skyvedekket (Schiøtz 1883, s. 159). Et småkonglomerat med kvartsrullestener opptrer underst i Kvartssandsteds-dekket ovenfor Dalen plass, 4 km syd for Andrå.

I løse blokker som stammer fra området nord for Røstberget, er iaktatt et konglomerat med biter av Ekre-skifer i en grunnmasse av grå sparagmitt (se side 34). Det antas at disse konglomerater hører til Vardal-sparagmitten.

De bergarter som hittil er omtalt, og som utgjør den alt overveiende del hva mengden angår, må med sikkerhet antas å tilhøre kvartssandstens-avdelingen. Men der opptrer også bergarter i dette skyvedekke som ikke med rimelighet kan antas å tilhøre denne avdeling.

Dette gjelder den annen konglomerattype som nå skal omtales. På begge sider av den bekk som renner ned til Rendalen mellom Kvernberget og Fuglåsen (Storelvdal), forekommer over et ganske betydelig område et sterkt polymikt og vel rundet konglomerat, hvis boller ofte er av størrelse som en knyttneve, og endog kan være på opptil 10—12 cm tverrmål. Bergartene i bollematerialet er mange. Man legger særlig merke til de mange porfyrer og kvartsporfyrer, men også rødlige granittyper er relativt alminnelige. Størst hyppighet har lyse kvartsitter, dernest porfyrbergartene. Rødlige kvartsitter er heller ikke sjeldne. Sjeldnere kan man finne boller av finkornige grønnstensbergarter. Konglomeratet er også blottet i en fjellknaus nede i Slemdalen, under Skjælbergets grå sparagmitt. Mens dette konglomerat i dalsiden ned mot Storsjøen er underleiret av grå sparagmitt, ligger det i Slemdalen over Ekre-skiferen. Lokaliteten i Slemdalen er forøvrig utpreget ved sin rikdom på porfyrbergarter. De mange forskjellige bergarter blant bollematerialet gir konglomeratet et vakkert mangefarget utseende. Dertil har det vært en utmerket blokkleverandør til de løse avleiringer sydover i begge dalfører. Sammensetningen fremgår av tabell 4.

Et konglomerat av ganske samme type innen kartbladet Engerdalen opptrer øverst i den røde sparagmitt (Moelv-sparagmitt) ved Osa og ved Elta (Holtedahl 1921, s. 55). Fra Osdalen kan det også følges vestover til vestre Burusjøåsen østligst på kartbladet Storelvdal, hvor relasjonene til de omgivende bergarter imidlertid ikke lar seg utforske på grunn av at terrenget er helt overdekket utenom de knauser hvor konglomeratet står. Det kan kalles Osdals-konglomeratet.

Det er derfor en nærliggende tolkning av den tektoniske stilling av dette konglomerats forekomst mellom Slemdalen og Storsjøen at det representerer konglomeratet øverst i den røde sparagmitt, og at det her er blitt revet med i overskyvningen sammen med Kvartssandstens-dekket, men at det lenger øst ligger på sin opprinnelig plass i lagrekken.

For fullstendighets skyld må der imidlertid gis en tilføyelse hva sammensetningen av bollematerialet angår: Birikonglomeratet ved Stenviken i Glåmdalen og dets fortsettelse over til Rendalens vestsida

Tabell 4.

Polymikt rundet konglomerat fra Slemdalen (Osdals-konglomeratet). Løs blokk ved Moan gård S Slemberget, stammer fra Slemdalen. Konglomeratet tettpakket. Blokker : grunnmasse = 4 : 1.

Blokkstørrelse 3—10 cm.

Granitt	2
Røde kvartsitter	15
Lyse kvartsitter	31
Porfyrbergarter	32
Skifrige porfyrbergarter	1
Åsbydiabas	1
Pegmatittkvarts	18
Ubestemte bergarter	2

Sum 102

overfor Øren syd for Løsset har akkurat de samme bergarter og en ganske lignende mengdefordeling av disse i bollematerialet.

Den tektoniske forklaring som nettopp er gitt ovenfor, får en god støtte i et annet forhold. Nord for konglomeratet i Røstbergets nord-skråning opptrer rød skifer (Ekre-skifer) i veksling med grå sparagmitt (side 34) og dessuten konglomerat. Denne Ekre-skifer opptrer klart oppe i Kwartssandstens-dekket, nemlig over skyveplanet ved Møra, og blant det løse morenemateriale som her er blitt fraktet med isen fra nordenforsliggende områder, er Ekre-skiferen meget alminnelig, sammen med enkelte andre konglomerattyper som ikke normalt kan tenkes å høre hjemme i kvartssandstens-avdelingen, men sannsynligere kan formodes å høre hjemme i Moelv-sparagmitt. Forekomsten av disse bergarter oppe i Kwartssandstens-dekket gir en forestilling om at en smal sone av Moelv-sparagmittens øverste lag kan ha strukket seg fra det østlige område i Osdalen og Slemdalen vestover nesten frem til Rendalen til et sted opprinnelig nord for Andrå.

Svakheten ved forklaringen er den at vi skulle vente å finne tilfellen mellom det rundete polymikte konglomerat og Ekre-skiferen også hvor disse bergarter opptrer oppe i det overskjøvete. Men et slikt funn er ikke gjort.

Teknikken i Kwartssandstens-dekket.

Kwartssandstens-dekket utmerker seg ved en karakteristisk tektonikk. Nær sin sydgrense langt utenfor vårt kartbladområde er det alminnelig å finne en skjellformig (takstensformig) oppdeling av den

undre del av dekket. Kambrosiluriske skifre er opprinnelig avsatt ovenpå kvartssandstenen, og er derved blitt innklemt mellom kvartssandstensflak som er skjøvet oppå hverandre, ofte etter nokså steiltstående forskyvningsplan.

Slike detaljer er kjent fra Tverenas nedre løp i øst, over Gita og Øksna vest for Glåmdalen (Schiøtz), herfra i en sone over til Ringsaker ved Mjøsa (Skjeseth), videre over til Randsfjorden (O. Holte-dahl) og til Tonsåsen i Valdres (T. Strand). Denne linje av lokaliteter representerer i virkeligheten den noe flyttede sydgrense for det opprinnelige sedimentasjonsbekken hvor kvartssandstenen ble avsatt. Syd for denne grense har vi nemlig de kambriske skifre avsatt direkte på grunnfjellet.

Kwartssandstens-dekket i den sydlige del av Rendalen viser ikke så tydelig denne flakmessige oppdeling, selv om der sikkert også her opptrer underordnede forskyvningsplan innen dekket. Hovedinntrykket her er at Kwartssandstens-dekket er blitt flyttet som en stiv plate henover sitt underlag. Men der er dog et brudd i dekket langs en linje fra Glesua over til Slemdalen nord for Slemfjellet. Ekre-skiferen opptrer her med meget stor mektighet og er foldet sammen med steilt nordlig fall over et stort område nordover til oppunder Skjælberget, høyt over det nivå som ellers svarer til Kwartssandstens-dekkets underside. Nord for denne linje opptrer som nettopp omtalt, en rekke andre bergarter oppe i skyvedekket, (det polymikte konglomerat og Ekre-skifer), og denne del av Kwartssandstens-dekket må derfor oppfattes som et (eller flere) sekundære flak av dekket. Som et tredje flak kan oppfattes kvartssandstens-flaket som har sitt utgående i dagen nord for Andåen.

Tilbake står å redegjøre for hvor langt Kwartssandstens-dekket kan følges østover i retning Osdalen. Grå sparagmitt, tilhørende kvartssandstens-avdelingen står både i store og lille Byringen, i Bjørbekkåsen, ved Villa i Villfallet og nedenfor Vildalsseteren. På sett og vis henger Kwartssandstens-dekket i Rendalen sammen med det parautoktone område i Borveggen, Storhøgda og Skarven. Det markerte og nesten horisontale forskyvningsplan som er så utpreget i Rendalen og Ludalen, gjenfinnes også i Slemdalen nedenfor Skjælberget, men heller ikke lenger mot øst. Ved bekkesammenløpet nedenfor Storbekkdalen seter står således grå sparagmitt (med spor av blyglans), i lavere posisjon enn den røde skifer (Ekre-skifer) søndenfor i Tangen. Den sammenstuvete lagpakke av Ekre-skiferen som deler Kwarts-

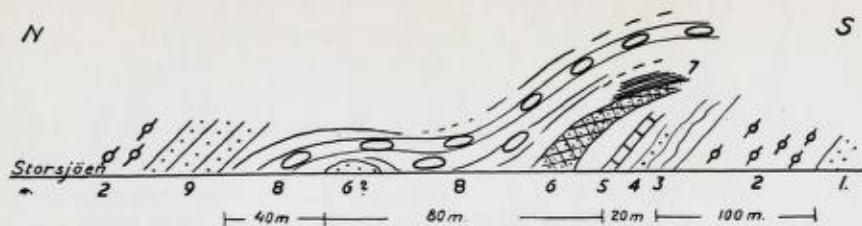


Fig. 7. Profil ved Storsjøen, ca. 1 km N. Andrå. 1. Rødtlig sparagmitt, antatt å tilhøre kvartssandstensavdelingen. 2. Øyegneis, Valsjøbergets type (Undre Jotundekke). 3. Konglomeratskiferlignende bergart. 4. Kvartsittflak innklemmt i 3. 5. Karbonatlag. 6. Sterkt brekksjært rødtlig sparagmitt. 7. Lite flak av alunskifer (kambrium). 8. Ogyiocaris-skifer (ordovicium). 9. Kvartsittisk sparagmitt, muligens tilsvarende 1.

Section along the shore of Lake Storsjøen about 1 km north of Andrå. 1. Reddish sparagmite, supposed to belong to the Quartz-sandstone formation. 2. Augen gneiss of the Valsjøberget type (Lower Jotun nappe). 3. Sheared rock similar to the conglomeratic schist. 4. Slice of quartzite thrust into 3. 5. Carbonate layer. 6. Strongly brecciated reddish sparagmite, of the same type as 1. 7. Slice of alum shale (Cambrian). 8. Ogyiocaris shale (Ordovician). 9. Quartzitic sparagmite, possibly equivalent to 1.

sandstens-dekket i to mellom Glesua og Slemdalen, fortsetter imidlertid østover på Trysilbladet til Osdalen i området omkring Farbror seter og inn under Blekufjellet, hvor den vekselvis går over i grå sparagmitt oppad. Jeg oppfatter således, i motsetning til Schiøtz, Blekufjellet som bestående av autokton eller paraautokton kvartssandstens-avdeling. Schiøtz oppfattet som bekjent Blekufjellet som en utløper av Kvitvola-dekket. Bergartene består imidlertid, i hvert fall i den vestlige del, av umiskjennelig grå sparagmitt, og noe markert skyveplan eksisterer neppe.

Skyveplanet i Rendalen kan derfor ikke sees å eksistere øst for Slemdalen, bortsett muligens fra i store Byringens vestskråning. Det ser således ut til at skyvebevegelsene ikke har nådd lenger øst enn til Slemdalen. Man må naturligvis erindre at skyvebevegelsen har foregått mot sydøst, ikke rett mot øst. Et langsgående brudd kan derfor meget vel tenkes å ha foregått omtrent langs etter Slemdalen, hvor bergartene på østsiden av dette brudd ikke er blitt langveis forskjøvet, derimot sterkt foldet sammen og med mindre lokale brudd, som detaljene i fjellbygningen viser tydeligst omkring Skarven i forbindelse med Orthocer-kalkens opptreden her.

Ogyiocaris-skifer ved Storsjøen nord for Andrå.

Et av de viktigste profiler for forståelsen av den tektoniske oppbygning av fjellgrunnen i den sentrale del av Sparagmitt-området er

allerede omtalt av K. O. Bjørlykke (1905, s. 44). Vel 1 km nord for Andåens utløp opptrer Ogygiocaris-skifer ved Storsjøens strand. Følger man stranden nordover fra utløpet av Andåen, passerer man først forbi det overdekkete område hvor den sorte kambriske skifer danner fjellgrunnen. Deretter står en rødlig sparagmittbergart i omtrent sammenhengende blotninger til ca. 1 km videre. Denne sparagmitt må av flere grunner antas å tilhøre kvartssandstens-avdelingen; i tektonisk henseende må den nærmest oppfattes som tilhørende Kvartssandstens-dekket. Lokale forskyvningsplan og steile forkastningssoner gjennomsetter denne sparagmitt. Den er overleiret av et flak av grov, presset øyegneis av samme type som i Valsjøberget. Tykkelsen av dette flak er neppe over ca. 50 m, og over dette ligger igjen en presset sparagmittbergart forskjøvet, med et forskyvningsplan som faller ca. 30° mot N eller NW. Denne sparagmitt er bare ca. 10 m tykk, og er overleiret av den delvis krystallinske, rødlige eller brunlig-hvite kalksten som Bjørlykke omtaler. Like over denne, men med grensen riktignok overdekket, ligger kvartsittisk sparagmitt, og derover Ogygiocaris-skiferen som er umetamorf.¹ Fossilene i Ogygiocaris-skiferen sees best på forvitret overflate av løse stykker av kalkboller som ligger på stranden. Kalkstenslaget underst inneholder ikke fossiler, men Bjørlykke mente å ha funnet et eksemplar av en orthocer i en løs blokk ved stranden. Spørsmålet om alderen av denne kalksten kan vel allikevel diskuteres. Det kan derimot ikke alderen av den fossilførende mørke skifer med kalkboller.

Det mest viktige forhold i dette profil er allikevel at den fossilførende serie ved overskyvning er brakt til å ligge over den nevnte øyegneis. Øyegneisen tilhører nemlig det langt fremskjøvete Undre Jotundekke, bestående av bergarter som er helt fremmed for sparagmittlagrekken. Profilet viser at dette skyvedekke etter sin fremskyvning er blitt delt opp i flak ved en ny fase i overskyvningene, hvorved underlaget er blitt skjøvet oppå Jotundekket. Strand (1951, s. 29) antar at denne senere fase i alminnelighet har berørt bergartene i sparagmitt-området, idet disse bergarter har et vedholdende nordlig fall mens bøyning av lagene sjelden forekommer. Denne antagelse er senere påvist å gjelde for de strøk av sparagmitt-området som her beskrives (Oftedahl, 1954, s.12).

¹ Her fant Steinar Skjerseth i 1954 en liten sone av alunskifer innklemt under ogygiocaris-skiferen, som viser at også kambrisk skifer har vært avsatt.

Rendals-forkastningen.

På dette punkt i beskrivelsen faller det naturlig å gi en omtale av den store forkastning som følger Rendalen, fordi denne forkastning deler hele kartområdet i to helt forskjellige geologiske områder, et østlig hvortil alle hittil omtalte bergartskomplekser hører, og et vestlig.

Igjennom hele Rendalen går den store forkastning, fra nordligst i Gammeldalen, gjennom Brydalen og Rendalen til syd for Osa, som Kjerulf allerede var klar over (1879, s. 98, 137). Den er senere erkjent av Törnebohm (1896, s. 32, 140), K. O. Bjørlykke (1905, s. 43) og P. Holmsen (1943, s. 28, 53—55).

Ved forkastningen er østsiden blitt hevet i forhold til vestsiden. Den vertikale bevegelse (spranghøyden) har vært meget betydelig, så stor at bergartene på de to sider av dalen ikke korresponderer, men tilhører helt forskjellige komplekser. Heri ligger årsaken til de høyst forskjellige fortolkninger av fjellbygningen på begge sider av forkastningen (se Kjerulf og Törnebohm). Bare ett eneste sted finner de samme geologiske lag på begge sider, nemlig ved Finstad i Brydalen, og her har P. Holmsen (1943, s. 53—55) beregnet spranghøyden til å være minst 1300 meter. Hertil er å bemerke at spranghøyden sannsynligvis er meget mere. Tillitten ved Finstad forekommer bare ved Finstadfallet, ikke på vestsiden av dalen (sidedalen Værådalen), og den forkastning som er målt må antas å være bare et trappetrinn. Ingen andre steder i Rendalen finner vi som sagt noen korrespondanse mellom østsiden og vestsiden. Denne omstendighet skaper atskillige komplikasjoner for fortolkningen av fjellbygningen, men forkastningen innebærer samtidig en stor fordel, nemlig at begge dalsider tilsammen viser et langt fullstendigere snitt gjennom lagrekene enn ellers ville vært tilfellet.

I hele sin lengde følger forkastningen dalsystemet, og dette er så oppfylt av løse avleiringer at det bare er noen få steder innen vårt kartbladsområde hvor beliggenheten av den kan fikseres nøyaktig eller hvor direkte iakttagelse av forkastningsspaltens natur er mulig.

Det viktigste sted er der hvor vegen sydfra kommer frem til Rena ca. 1 km syd for Rødsbakken gård (Storelvdal). Vegen går her i en trang passasje, hvor der på østsiden står grunnfjellsgranitt, på vestsiden kvartsitt. Kvartsitten er her oppknust til en breksje som består av tett pakkete, kantete kvartsittbruddstykker i en fullstendig oppknust grunnmasse. Dette er en av de mest typiske rivningsbreksjer forfatteren har sett. Lokaliteten er tidligere ikke kjent. Breksjen, som på vestsiden bare inneholder kvartsittbruddstykker, er dels rødferget, dels hvit. Den røde farge skyldes et svakt pigment av jernoksyder. Grunnen til at breksjen har vært så motstandsdyktig mot isens erosjon at den står opp i terrenget, må tilskrives bergartens hårdhet. Antagelig svarer bergarten til Ringsaker-kvartsitten, og på vestsiden av Rena, syd for Rød gård, står tilsvarende lys kvartsitt, ikke breksjert, i foten av dalskråningen. Bergartene vest for Rendalen her syd utgjøres av foldete lag av sparagmittlagrekken fra Biri-skiferen (ved Asprustad) og oppover. Bergarten øst for forkastningen er granitt, overleiret av Kvartssandstens-dekket.

Også granitten på østsiden av vegen er sterkt breksjert. Akkurat under veglegemet må den store forkastningssprekken gå hvorved vestsiden er sunket mere enn 1000 meter ned i forhold til østsiden.

Den synlige bredde av kvartsittbreksjen er over 100 m. Går man fra elvesvingen nedover langs elven, som her gjør en skarp sving mot vest, sees vakre skjæringer i breksjen. Tallrike steder sees steiltstående slepper hvor bergarten vitrer ut og kan skrapes vekk. Hver av disse slepper representerer et mindre sprang i forkastningen. På den annen side av vegen, hvor der bare er granittbreksje, sees lignende slepper. Bredden av den breksjerte granitt er over 100 meter. Tilsammen er bredden av rivningsbreksjen på dette sted antagelig minst 300 meter. Men hovedbevelsen har likevel foregått i den smale sone som vegbredden representerer.

Under en ekskursjon 30/5-53 fant J. Eklund i granittbreksjen ved vegen korn av kobberkis, som viser at en mineralisering har foregått.

Helt annerledes ser forkastningsspalten ut ved den annen lokalitet som ligger i skogen ca. 1 km nord for Deset. Forkastningen går her

helt oppunder den østre dalside. Nede i dalen ved vegen står rød sparagmitt, østover opptrer et rødfarget konglomerat (Vardal-sparagmitt) av stor mektighet og ganske stor feltutbredelse (Kjerulf 1879, s. 108, 121). Ca. 500 meter NØ Fiskeløstjern står der nærmest forkastningen en lys kvartsitt (Ringsaker-kvartsitt). Grensen mot konglomeratet er overdekket. 20 meter østenfor står rød granitt. Hverken kvartsitten eller granitten er breksjert, og det mellomliggende myrsøkk på ca. 20 meters bredde rummer tydeligvis et stort trappe-trinn i forkastningen (se side 79).

Løse blokker av rivningsbreksje er funnet ved sydenden av Storsjøen på vestsiden av dalen, av samme type som breksjen ved Rødsbakken. Blokker både av kvartsittbreksje og granittbreksje er funnet, men enten med bruddstykker bare av granitt eller bare av kvartsitt. Funnet viser at forkastningssonen er utviklet som rivningsbreksje flere steder enn ved Rødsbakken. Disse blokker stammer fra ett eller annet sted i Storsjøen syd for Andrå.

Ved Andrå forekommer et system av forkastninger. Således ligger basal-tillitten like syd for Andåen på et trappetrinn i forkastningen som må være sunket ned ca. 200 meter i forhold til granitten østenfor. Det samme gjelder den mellomkambriske sorte skifer like nord for Andåen. I den rødlig sparagmittsandsten langs Storsjøen og i vegskjæringene videre nordover sees flere steder steiltstående slepper som må tilskrives de samme forkastningsbevegelser. Forholdene ved Andrå kan imidlertid ikke forklares tilfredsstillende uten ved at der også forekommer tverrforkastninger.

Ett sted til kan nevnes hvor bergartene på østsiden og vestsiden av forkastningen er synlig i kort avstand fra hverandre, nemlig ved Mistra nedenfor broen ved Misteregga. Omkring broen står granitt tilhørende det overskjøvete grunnfjellsflak mens det i elve-svingen ca. 300 meter nedenfor står en sparagmittskifer av samme type som ved Åsheim, sannsynligvis tilhørende Kvitvola-dekket.

Det er et gjennomgående trekk at forkastningsspalten gjennom hele Rendalen ligger langs den østre dalside. Dette gjelder alle de steder hvor den kan lokaliseres noenlunde nøyaktig.

Forkastningens postkaledonske alder er gitt ved profilet ved Finstad (P. Holmsen 1943, s. 53—55), og fremgår derav at tillitten ved Finstadvallet på den sunkne side er forskifret etter den kaledonske forskiftingsretning. For å oppheve all tvil om alderen, bør det gjøres oppmerksom på at skifriheten faller inn mot forkastningen, og at

forskifringen derfor må være eldre enn forkastningen. Denne må dermed være yngre enn de kaledonske skyvebevegelser, hvilket det i denne forbindelse er av avgjørende betydning å få fastslått.

Likheten med Engerdals-forkastningen er i det hele tatt fullstendig på alle punkter (smlg. Høltedahl 1921, s. 54), når unntas at Rendals-forkastningen har større spranghøyde. Også i den omstendighet at der øst for Rendalen mangler de eldre ledd av Sparagmitt-lagrekken mens disse er representert blant bergartene som har vært avsatt vest for samme (riktignok skjøvet), bidrar til å gjøre likheten mellom de to områder fullkommen. Tydeligst fremgår dette av at tillitten (Moelv-konglomeratet) hviler på helt forskjellig underlag i den østlige og vestlige faciesutvikling. Mens tillitten (basal-tillitt) hviler på grunnfjellet i øst («Brydals-vinduet», «Mistra-flaket», Andrå og Møra), hviler den i vestlig utvikling på den røde sparagmitt (Moelvsparagmitt), slik som tilfellet er f. eks. i Næveråsen vest for Deset, samt ved Lomnesseteren hvor lagpakken bare er blitt skjøvet inn over østsiden. Da Mistra-flaket med sin basal-tillitt også må formodes å være skjøvet noen strekning, må vi følgelig også regne med at grensen for det gamle bekken hvor den røde sparagmitt primært ble avsatt, har gått noe vest for Rendalen på dette sted.

Om dette gamle topografiske relieff fra sparagmittiden henvises til P. Holmsen (1954, s. 115) og til Høltedahl (1921, s. 54).

Det har vært antatt at alderen av Rendalens og Engerdalens forkastninger svarer til permtiden. Det er ingen forekomst av bergarter som kan bevise en slik antagelse, men den gjøres sannsynlig derved at vi kjenner lignende store forkastninger både i Mjøstraktene og lenger syd i Oslofeltet, som med sikkerhet foregikk i permtiden. Også likheten mellom rivningsbreksjen ved Rødsbakken og visse andre, sikkert permiske, rivningsbreksjer taler for en permisk alder.

Denne tid ligger, til tross for at den er langt yngre enn de kaledonske skyvebevegelser, allikevel uhyre langt tilbake i jordens historie. Det har vært rikelig tid til at Rendalen kunne graves ut langs forkastningen av de tærende geologiske krefter, i første rekke av det rennende vann. Slik må Rendalens dannelse oppfattes: at den er gravet ut langs etter forkastningen, hvor jordskopen hadde en svak linje hvor erosjonen kunne foregå lettere enn i de omgivende bergarter. Gjennom de lange geologiske tidsrom er denne sprekken utdypet og utvidet.

Parautokton serie vest for Rendalen («Bjørånes-vinduet»).

I den bratte fjellside øst for Bjørånes og i fortsettelsen mot syd over Garbekken og Trya har vi et strøk med sparagmitt-bergarter som skiller seg tydelig ut fra de omgivende lyse sparagmitter, øyegneiser etc. Dette sedimentkompleks er tydeligvis mindre skjøvet enn de omgivende bergarter, og det er her derfor betegnet som parautoktont. Bergartene må direkte parallelliseres med de tilsvarende bergarter som Per Holmsen beskriver øst for Rendalen. Lagserien omfatter følgende ledd: Svart og grå leirskifer, sparagmitt-skifer med overgang til mørk sparagmitt, rød Moelv-sparagmitt, tillitt, Ekre-skifer og kvartssandsten. De skal i det følgende beskrives kort hver for seg.

Leirskifer.

I trakten omkring Bjørånes stasjon forekommer det i løse blokker en grå leirskifer. Den ble funnet av Bjørlykke (1905, s. 60 og 84), og han fant den videre mot syd i Garbekken på vestsiden av Glomma og i et strøk nedover til Trya nordvest for Trønnes-gammelseter. Denne skifer fortsetter nordover fra Bjørånes opp i åssiden i Vi-holmkletten og to åser nordenfor denne til betraktelig høyde over dalsiden. Leirskiferen i Garbekken og Trya er svart og sterkt presset. Slik ser den tildels også ut nord for Bjørånes. Skiferen fra Bjørånes er analysert og viser seg å være den aluminiumrikeste leirskifer i Norge, se tabell 10, s. 117. Slik den nå ligger, danner den en slags skål idet den kommer ned fra fjellsiden i nord til Bjørånes stasjon hvor den ikke er blottet, men bare finnes i løs blokk, og så stiger den opp igjen på vestsiden av Glomma via Garbekken til Trya. Derfor ligger den tydeligvis under de lag vi finner fra Bjørånes opp fjellsiden til Raufjell. Det laveste lag her (se fig. 8) er en sort skifer som er blottet, like

ovenfor den nye veg, i bekken fra nordsiden av høyde 640, Raufjell. Skiferen blir høyere opp i profilet mer sandig og går over i en mørk sparagmitt.

Mørk sparagmitt.

Den skifrige, mørke sparagmitt ligger nederst i Raufjell noenlunde flatt, men hundre meter oppover blir den gradvis mer og mer gjennombeveget og får en skifrihet som er sterkt foldet og som øverst blir nesten vertikal. Dette er dog sannsynligvis en tektonisk skifrihet og ikke den primære. Denne mørke sparagmitt finnes også i fjellsiden i Viholmskletten.

Rød Moelv-sparagmitt.

Videre oppover i Raufjell-profilet finner vi over den mørke sparagmittskifer en rød nokså mørk, grov sparagmitt hvor enkelte lag er så grove at de går over i gruskonglomerat med store røde feltspatbiter og kvartsknoller på 1—2 cm størrelse. Denne sparagmitt dominerer fjellsiden fra Bjørånesbekken og sydover Viengskletten og står helt ned til Frøsas utløp i Glomma. Den har en tydelig likhet med de nokså mørke røde Moelv-sparagmitter som vi har i strøket omkring Rena og noen varianter av Moelv-sparagmitt ved Moelven.

Tillitt.

Over Moelv-sparagmitt kommer vanligvis tillitt, men denne bergart forekommer ikke i Raufjell-profilet. Derimot finner vi tillitt i løse blokker og muligens i fast fjell i den lille bekk som går i søkket mellom Ulvbergkletten og Sameieåsen ned mot nord-nordvest. Denne bekk står ikke på kartet. Her har vi nederst den mørke skifer, og så følger blokker av tillitt i bekkeleiet. Bergarten har spredte boller av kvartsitt og granitt, som til dels er kantet, og ligner ganske meget på mange av tillittene i øst.

Ekre-skifer.

I det nevnte bekkeleiet fra Ulvbergkletten finnes ovenfor blokkene av tillitt, blokker og sannsynligvis fast fjell av Ekre-skifer. Det er en rød og grønn, sterkt båndet skifer, overmåte lik visse forekomster av Ekre-skifer øst for Rendalen. En foldet, sterkt rød skifer i Skramsvola og Skarven antas også å svare til Ekre-skifer.

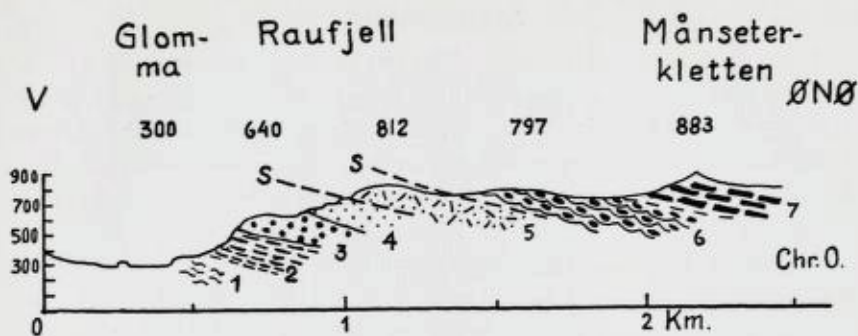


Fig. 8. Profil gjennom den parautoktone sparagmittserie, 2 km syd for Bjørånes st., vest—øst fra Glomma til Raufjell (797 m), og så mot øst-nordøst til Månseterkletten (883 m). 1. Grå leirskifer i løse blokker omkring Bjørånes. 2. Sort skifer, derover mørk tynnskifrig sparagmitt. 3. Grov rød Moelv-sparagmitt. 4. Blåkvarts (kvarts-sandsten). 5. Kvitvola-dekket, med oppknust, lys sparagmitt. 6. Øyegneis. 7. Undre Jotun-dekkes gabbro, underst sterkt forskifret, dels med øyegneisutvikling. S. Skyveplan.

Section through the parautochthonous sparagmite series east of Glomma. 2 km south of Bjørånes railway station. 1. Erratics of gray shale. 2. Black shale and dark sparagmite. 3. Coarse, red Moelv sparagmite. 4. Quartz sandstone. 5. Kvitvola nappe, light sparagmite. 6. Augen gneiss. 7. Gabbro of the lower Jotun nappe. S. Thrust planes.

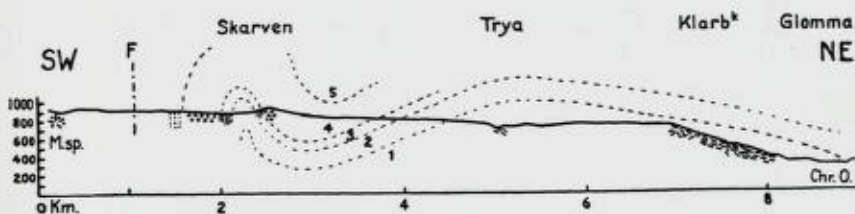


Fig. 9. Profil gjennom parautoktone lagserie mellom Glomma og Gråfjellet. 1. Sort leirskifer. 2. Mørk sparagmitt og Moelv-sparagmitt. 3. Ekre-sparagmitt. 4. Vardal-sparagmitt. 5. Lys kvartssandsten. M.sp. Mørk sparagmitt i Gråfjellet. *Folded, parautochthonous series between Glomma and Gråfjellet. 1. Black shale. 2. Dark sparagmite and Moelv-sparagmite. 3. Ekre shale. 4. Vardal sparagmite. 5. Light quartz sandstone. M.sp. Dark sparagmite in Gråfjellet.*

Kvartssandsten.

I Raufjell-profilet ligger en blåkvartslignende kvartssandsten med primær sedimentær kontakt over den røde Moelv-sparagmitt. Bergarten er helt fri for feltspat og er altså en ekte kvartssandsten. Denne blåkvartssone kiler ut mot syd i Viengskletten, men fortsetter opp i Viholmskletten og overleirer her leirskifer og mørk sparagmitt. Dens nordligste forekomst er en lang rygg nordøst for Vibekken.

En annen sone med kvartssandsten finnes sydvest for Trya. Den er blottet øst for Trønneskampen ved Vestrebekken, sydligst i Skramsvola og syd for Skarvtjern. Den har her bare delvis blåkvartskarakter og ser ofte ut som en gråhvit kvartsitt. I mikroskopet viser det seg at det er en ekte kvartssandsten. Lagstillingen for denne sone ser ut til å være vertikal. Lagstillingen tyder på at bergartene danner en anti-klinale med akse over Skarvtjern (se fig.9).

I Skarven og Skramsvola forekommer det sammen med Ekre-skifer og over denne en grå, grov sparagmitt som må antas å være Vardal-sparagmitt, det underste ledd i kvartssandstens-avdelingen. Det er på det nåværende tidspunkt vanskelig å avgrense denne Vardal-sparagmitt fra de omgivende sparagmittbergarter i vest og nord. Jeg antar at Vardal-sparagmitt fortsetter over Negårdstjernene rett mot vest opp i Famphøgden, som ligger like vest for kartgrensen. I sydsiden av midtre Famphøgda fant Bjørlykke (1905, s. 174) underst polymikt konglomerat, derover 10 m skifer, dels sjokoladebrun, dels gulgrønn, derover igjen en sandig, svakt rødlig sparagmitt. Werenskiold (1911, s. 18) sier at skiferen ligger under konglomeratet, og antar derfor at dette svarer til Biri-konglomeratet. Hvis imidlertid Bjørlykke har rett, er det rimelig at vi her har Moelv-tillitt og Ekre-skifer og derover Vardal-sparagmitt i Famphøgden.

Som vist i fig. 9 tyder lagstillingene i strøket Skarven-Skransvola på at den parautoktone lagserie her danner en skarp antiklinale som er klemt mot den søndenfor liggende mørke sparagmitt som tilhører Sparagmitt-dekket.

Sparagmitt-dekket.

Det er tilstrekkelig å føre et ganske enkelt resonnement for å innse at sparagmitt-lagrekkenes bergarter, slik som de fremtrer vest for Rendalen syd for Storsjøen, tilhører et overskjøvet kompleks. Øst for forkastningen er bare avsatt de yngste ledd av sparagmitt-lagrekken, fra tillitten og oppover. Både denne og Ekre-skiferen mangler til dels. Henover denne lille autoktone serie ligger Kwartssandstens-dekket forskjøvet med sin store mektighet og sin, i hvert fall i syd, store petrografiske ensartethet. Vest for Rendalen derimot, opptrer en ganske annen rikdom av petrografisk forskjellige bergarter tilhørende de eldre ledd av sparagmitt-lagrekken, i syd fra Biri-konglomeratet og oppover; lenger nord kommer også den mørke sparagmitt inn. På grunn av forkastningens store spranghøyde og at det er vestsiden som er sunket ned i forhold til østsiden, innser vi med letthet at disse eldre ledd av sparagmitt-lagrekken tidligere lå høyere enn og over den forskjøvete kvartssandstenen, og følgelig også må tilhøre et overskjøvet kompleks høyere enn Kwartssandstens-dekket.

Allerede Törnebohm og Bjørlykke har på sine kart trukket grensen mellom lys sparagmitt i nord og mørk sparagmitt i syd over Stai. Syd for Stai har vi så på begge sider av Østerdalen mørk sparagmitt helt ned til sydenden av kartbladet Storelvdal (utløpet av Hovda i Glomma). Her støter vi på en sone av Biri-konglomerat over fjellene Seterkletten, Vikkletten og Strandskarven. Dette må antas å ligge over den mørke sparagmitt, og sønnenfor denne sone har vi i Yglekletten den overliggende røde sparagmitt (Moelv-sparagmitt). I Næveråsen og ved Fredagsengbekken har vi bevart også overliggende avdelinger (s. 76). I nord har vi i strøket Imsa—Stai lysegrå til hvite kvartsittiske sparagmitter, som er tolket som en nordlig facies av Moelv-sparagmitt (Oftedahl, 1954 a, s. 13).



I det store område fra Brøttum til Fåvang i Gudbrandsdalen, over fjellet til Hovdas og Imsas utløp i Glomma, dominerer den mørke sparagmitt. Dette sparagmittkompleks med sine overliggende lag i syd til sydøst (sydlig facies, Moelv-sparagmitt, etc.) og i nord til nordvest (nordlig facies, Fron-sparagmitt, etc.) danner ifølge Holmsen, Oftedahl og Skjeseth (1954) en stor tektonisk enhet som er blitt betegnet Sparagmitt-dekket. Dets stratigrafiske ledd beskrives nedenfor.

Mørk sparagmitt.

Den mest ordinære mørke sparagmitt har vi langs Storelvdalbladets vestgrense fra Vardfjellet og sydover over Lyngkampen og ned mot Møklebysjøen. Også fjellene Rognvola, Rognsjøkampen og Horta består av noenlunde ordinær mørk sparagmitt. Denne er kjennetegnet ved sin mellomgrå til mørkegrå farge. Den er noen ganger helt sandig av utseende med klastiske kvarts- og feltspatbiter opptil 2—3 mm i diameter, andre ganger mere skiferaktig med en blanding av mindre klastiske kvarts- og feltspatkorn og leirs substans som nå er rekrystallisert helt vesentlig til mineralet muskovitt.

Derimot er det bemerkelsesverdig hvorledes vi på begge sider av Østerdalen, fra Strand kapell og nordover til Evenstad kapell, har meget ofte røde til lyserøde sparagmitter i blotninger. Mest typisk er den røde sparagmitt blottet i Krokskjærene, Krokkletten, Ørrettjernåsen og Lille Horta. Typisk rødlig sparagmitt har vi også i Fugleåsen og Seteråsen øst for Glomma og vest for Glomma i forskjellige skjæringer langs riksvegen, f. eks. 600 m nord for Sveen og ved Stuen.

Det som gjør at disse røde sparagmitter må henregnes til den mørke sparagmittformasjon, er det faktum at det finnes jevne overganger fra mørk sparagmitt til rød sparagmitt. Slike overganger er sett, f. eks. i Hyttåsens steile vegg, øverst i Krokkletten og høyt oppe i Lille Hortas østskrent. Vanlig kontakt mellom to sparagmittbenker, den ene av mørk sparagmitt, den annen av rød sparagmitt, forekommer vest for riksvegen ved Stuen.

Fargeforandringen synes delvis å komme av feltspatmaterialets art, nemlig rød feltspat i den røde sparagmitt og mørk eller gråhvit feltspat i den mørke sparagmitt, og dels kan det skyldes jernoksydets karakter. Den røde sparagmitt synes vesentlig å ha jernglans som

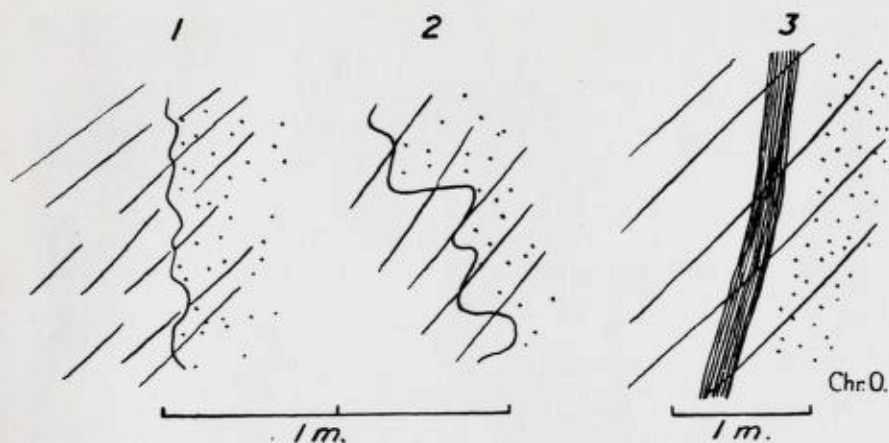


Fig. 10. Strukturer i mørk sparagmitt i jernbaneskjæringer ca. 1 km N for Rasta st. 1 og 2 viser hvorledes den sekundære skifrihet skjærer igjennom den foldete grense mellom finklastisk og grovklastisk sparagmitt (prikket). 3 viser hvorledes den sekundære skifrihet skjærer igjennom også et skiferlag (sort).

Structures in the dark sparagmite, exposed in railroad cuts, ca. 1 km north of Rasta st. 1 og 2 show how the secondary schistosity cuts the folded contact between fine-grained and coarse-grained (dotted) sparagmite. In 3 also a shaly bed (black) is transected.

forvittrer til rødfarge, mens vi i den mørke sparagmitt har magnetjærnsten som bedre beholder sin sorte farge.

Sparagmittene består av raskt sammenskyllet forvittringsgrus. Dette synes å være avsatt så hurtig at oftest ser man ikke noen primær lagdeling i sedimentet. Det er derfor meget vanskelig å fastslå hvorledes den primære lagdeling nå ligger i terrenget. Bare hvor det forekommer skiferoner, ekstra grove soner eller konglomeratsoner, kan vi måle den primære lagdeling. Det synes som om sparagmitten langs Glommas dalsider syd for Ophus stasjon, heller sydover inn under Biri-konglomeratet, mens det heller nordover nord for Ophus stasjon. Særlig tydelig er dette i fjellene Krokskjærne, Kroken og Ørrettjærnsåsen som liksom alle danner deler av en sammenhengende plate som faller svakt nordover. Inne på fjellet vest for Glomma er det derimot meget vekslende lagstilling som kartet viser. Snart er det slake fall mot nord eller syd og snart meget steile fall. Rent generelt er det tydelig at det er en stigning i intensiteten av deformasjonen mot nord



Fig. 11. Små trappetrinnsfolder i mørk sparagmitt, sydligste del av Libråtfjell. Foldene er sett rett ovenfra, og fremtrer da som rifler på overflaten.

Fot. Chr. O. 23/8 1944.

Minor step folds in dark sparagmite, southern part of Libråtfjell. Seen from above, the folds appear as rifles on the surface.

inntil vi kommer til Rognvola hvor en konglomeratsone gjennom toppene står nesten vertikalt.

Sekundær skifrihet er utviklet i jernbaneskjæringene like nord for Rasta stasjon. Her har sparagmitten et skifrihetsplan som faller steilt mot nord, men grenser mellom grov- og finklastiske lag i den mørke sparagmitt viser at skifrihetsplanet er et sekundært, tektonisk fenomen, se fig. 10. Den primære lagflate står her ofte vertikalt og kan være småfoldet. Det ser således ut til at sterk deformasjon, med foldning, forskifring og sekundær skifrihet, begynner nord for en linje over Libråtfjell og Rasta stasjon.

I Vardfjellet og Libråtfjell er sparagmitten tydelig skifrig, og i dette strøk er det ikke sjelden å se en falsk skifrihet danne en liten vinkel med benkningen. Her er det også markert oppsprekning av sparagmitten, og et sprekkesett er fylt av kvarts. Horisontale forslyvningsplan med kvartsavsetning er også observert. Et særlig sjel-



Fig. 12. Konglomerat i mørk sparagmitt, like vest for riksveien, 1,25 km syd for Strand kapell. Fot. Chr. O., 12/6 1943.

Conglomerate in dark sparagmite, just west of the highway, 1,25 km south of Strand chapel.

dent fenomen er en slags trappetrinnsfoldning, hvor den vertikale trinnhøyde er 1—2 mm, mens den horisontale trinnbredde er ned til 1 cm der hvor disse folder forekommer tettest, som f. eks. sydligst på Libråtfjell. I Halvmilsåsen er det observert at den vertikale del av foldene er slitt helt av, slik at foldene har gått over til å bli mikroforkastninger. Disse forkastningsplan er mest fylt av kvarts som danner en 1 mm tynn plate.

Trappetrinnsfoldenes foldningsakse har retning VSV-ØNØ. De kan da tenkes fremkommet ved press fra NNV, og denne retning er klart forskjellig fra retningen til den linjestruktur som en vanligvis så vidt kan se i dette strøk (fra VNV). Det er således mulig at vi her har strukturer som stammer fra to forskjellige tektoniske faser.

Konglomerater i mørk sparagmitt.

Særlig omkring Ophus, men også inne på fjellet i vest, er det hyppig å se konglomeratiske soner i den mørke sparagmitt. Det er alle overganger fra en særlig grovklastisk sparagmitt med 2—5 mm store korn og opptil et konglomerat som nærmer seg Biri-konglomeratet i utseende. Gruskonglomerater med 1—2 cm boller finnes f. eks. i sydenden av Løvengreset, i blotning ved riksvegen syd for Stuen og i et steinbrudd ved Myrbakken. Lignende gruskonglomerater finnes også hyppig i Lille Hortas sydøstskrent og i Midtåsen. Disse gruskonglomeratiske soner synes alle å være under 1 m i tykkelse. Det groveste konglomerat finnes i toppen av Ørrettjernåsen og definerer et svakt nordlig fall. Som figuren viser, har det opptil 20 cm store boller som er løst pakket i en sparagmittisk grunnmasse. Bollene består vesentlig av kvartsitter, dernest av kvartsporfyre og en del gneiser. Generelt gjelder det at både gruskonglomerater og det nevnte konglomerat har det samme bollematerialet som vi finner i det overliggende Biri-konglomerat.

En meget markert konglomeratsone krysser jernbanelinjen ca. 150 m N for Rasta st. Konglomeratet er etter Bjørlykke (1905, s. 59) 6 m mektig. Det har tett med velrundete boller, helt vesentlig av kvartsitter, opptil 10 cm lange. De mindre boller består hyppig av ren feltspat.

Gjennom Rognvolas topper går det en konglomeratsone som har fall på 60—80° mot nord-nordøst. Dets tykkelse er ca. 20 m. Det er tett pakket, og bollene består helt vesentlig av kvartsitter. Bare en bolle av gneis og en av granitt er iaktatt. Bollenes størrelse er fra 5—10 cm og sjelden opptil 15 cm. Dette konglomerat som ligger midt i grå klastisk sparagmitt, er vel neppe Biri-konglomerat, men må tilhøre den mørke sparagmitt.

Biri-konglomerat.

Den mørke sparagmitt begrenses både i nord og i syd av en sone med Biri-konglomerat. Den sydlige konglomeratsone er en fortsettelse av den konglomeratsone som vi har i Biskopåsen ved Mjøsa og som fortsetter mot nordøst over Næren og over fjellet og som finnes i Ingulfsfjell på kartbladet Åmot. Det kommer inn på kartbladet Stor-Elvdal i fjellene Slagåskampen, Mørkeskampen og Seter-



Fig. 13. Biri-konglomerat i jernbaneskjæring, 1 km nord for Hovda bro.

Fot. Chr. O., 5/6 1943.

Biri conglomerate in railway cut, 1 km north of the bridge crossing Hovda.

kletten og fortsetter som en bred sone mot nordøst i Ygleklettens vestsida og i fjellene Vikkletten, Strandkletten og kiler ut i nordøst nede ved Rena. Det må dog bemerkes at innen alle de forekomster som er avsatt som Biri-konglomerat har vi vekslende benker av tett-pakket konglomerat og ordinær mørk sparagmitt som er konglomeratets grunnmasse. De konglomeratbenker som er tettpakket med boller har vanligvis 5—10 cm store velrundete boller, i sjeldnere tilfelle er de opptil 20 cm i diameter. Bollene består av en rekke forskjellige slags bergarter, og forskjellige bergarter dominerer i konglomeratet på forskjellige steder.

Særlig lett tilgjengelig for studium av konglomeratet er jernbaneskjæringen 1 km nord for jernbanebroen over Hovda. Grensen mellom konglomerat og sparagmitt viser at konglomeratets primære lagstilling her har 30° fall mot nord-nordvest. I bollematerialet er det kvartsitter som dominerer, både hvite, røde og grålige kvartsitter. Dernest finnes det en del grå granitter og stripete gneiser. En del

kalkstensboller er også sett. To spesielt interessante bergarter er grønn felsittporfyr og basalt med store listeformede feltspatkrystaller. Begge disse to bergarter ble funnet i få boller. I Seterkletten er det ofte kvartsporfyre som dominerer i konglomeratet. Disse kvartsporfyre har meget få spredte små kvartskrystaller på størrelse nesten ned til et knappenålshode. I Vikkletten har vi helt overveiende kvartsittboller, mens i Strandkletten er kvartsporfyrene mer fremtredende igjen. Også i Slagåskampen dominerer kvartsittbollene. I Vikkletten og Strandkletten har konglomeratet et fall på 60° mot syd-sydøst, men dette synes å være tektonisk. Det er dog mulig at det også er primær lagstilling, idet dette vil passe med at konglomeratet ligger over den mørke sparagmitt. Imidlertid må det anses for høyst sannsynlig at konglomeratet er foldet eller har en nesten horisontal lagstilling siden det dekker et så stort område. Fra Slagåskampen til Yglekletten er f. eks. sonen 7 km bred. Det eneste sikre bevis på intens folding finner vi i lagene omkring øvre Kvislens utløp i Glomma. Her faller lag av mørk sparagmittskifer både fra nord og fra syd ned i bekken, slik at denne følger i flere hundre meters lengde en liten synklinal.

Også ved den mørke sparagmitt-avdelings nordgrense finner vi Biri-konglomerat, men her bare som rester etter en tidligere sammenhengende sone. Som nevnt er det på begge sider av Stai stasjon meget sterk deformasjon på grensen slik at her er antageligvis konglomeratet blitt presset bort. Nå finnes konglomeratet bare i Gråfjellet nord for Imsa. Her forekommer det som en sammenhengende sone oppe på ryggen av Gråfjellet i 6 km lengde. Antagelig fortsetter det mot nordvest slik at noen av de mange konglomerater på den sentrale del av Søndre Fron-bladet kan være Biri-konglomerat. Lagstillingen i Gråfjellets konglomeratsone synes å være vertikal, så den iakttatte bredde av sonen på flere hundre meter kan være primær.

I Gråfjellets sydhelling ned mot Imsa finnes også en konglomeratsone. Den er blottet i øvre ende av den svære slukrenne som er beskrevet øst for Storslåttbekken (Oftedahl, 1954 b, s. 27). Denne konglomeratsone er bare 5 à 10 m tykk, så den er kanskje å parallellisere med Rognvolas konglomerat og er derfor noe tvilsom som Biri-konglomerat. Bollematerialet er kvartsitter, syenitter, syenittporfyrer og kvartsporfyre.

En ny forekomst av Biri-konglomerat er oppdaget i en stor foss i Imsa $\frac{1}{2}$ km vest for kartgrensen. Konglomeratet har en litt skifrig

grunnmasse med svakt vestlig fall. Deri ligger spredte hodestore boller mest av kvartsitt og en masse andre mindre boller. Dette konglomerat har av isvannet blitt ført nedover Imsdalen og blokker finnes i store mengder overalt nede i dalen. I disse blokker er det dog oftest bare 5—10 cm store boller, og de består vesentlig av finkornige bergarter: kvartsitter, syenitter eller syenittporfyrer og kvartsporfyrer ofte med flytestruktur. Skiferfiller forekommer også som boller i konglomeratet.

Rester av Biri-kalk i strøket Stai—Imsdalen.

Ved nordgrensen av den mørke sparagmittavdeling finnes både ved Stai stasjon og i sydhellingen av Gråfjellet noen tynne soner av kalkbergarter som må betegnes som tektoniske rester av Biri-kalk.

Kalken på begge sider av Glomma ved Stai stasjon er allerede bemerket av Bjørlykke (1905, s. 61 og 78).

I skjæringen nær stasjonsbygningen på Stai finnes i den mørke skifrige sparagmitt et 5 cm tykt lag av en hvit kvartsittaktig bergart med rødlig, rusten forvittringshud. Den viser seg under mikroskopet å være en kalksandstein med ca. 50 % kalkspat. I skjæringen ved vanntårnet står en sterkt foldet skifer og like ved denne en hvit bergart lik den nevnte kalksandsten. Denne bergart er en kalksandsten med minst 70 % karbonat. Ca. 200 m nord for stasjonen finnes inne i skogkanten øst for linjen tykke benker av en lignende kalksandsten. Disse karbonatbergarter har nok omkrystallisert fullstendig under skyvningen, idet Biri-kalkens karbonatkorn vanligvis er meget små, mens de her har størrelse opptil 0,5 mm. Det forklarer også den hvite farge som Biri-kalken ellers ikke har.

En benk av hvit kalksandsten akkurat lik de beskrevne ved Stai forekommer i sydhellingen av Gråfjellet. Den 4—5 m tykke benk går rett sydover på skrå ned fjellet og har fall som hellingen av åsiden. Med denne lagstilling synes den å ligge oppå den mørke sparagmitt i Gråfjellet, men kontakten er ikke blottet. Over kalksandstenen ligger lag av en skruklet skifer med kvartsfeltspatårer (begynnende øyegneisutvikling) og derover en kvartsitt. I Rokkåsen er det laveste blottede fjell en 5 a 10 m tykk benk av kalksandsten, men denne har en skitten gråhvit farge og ligner altså ikke helt på de beskrevne kalksandstensbenker, men må vel parallelliseres med disse.

Biri-skifer syd for den mørke sparagmitt.

Kalkstenen ved Arnestad er så vel kjent fra tidligere arbeider, at det skal bare nevnes at forekomsten er en skarp antiklinal, eller rettere sagt et antiklinorium, hvor kalken er overleiret av en sort skifer, Biri-skiferen. Schiøtz antok at kalkstenen representerte Orthocer-kalken, og at den sorte skifer tilhørte kambrium. Denne oppfatning er for lenge siden forlatt, og det er ikke lenger noen grunn til å tvile på at det er Biri-avdelingen som opptrer ved Arnestad. Den sorte skifer omslutter kalkstensantiklinalen som et hylle, men på grunn av at foldningsaksen faller (svakt) mot NØ, forsvinner kalken. Øst for Glomma opptrer derfor bare skiferen. Den er synlig syd for Almesveen, men ved brønngraving for et småbruk oppe på flaten østenfor kom man ned i samme skifer. Videre er den overdekket helt frem til gården Asprustad sydligst på kartbladet Stor-Elvdal. Det er vel også sannsynlig at den danner fjellgrunnen ved Stavlien seter like syd for kartområdet. Skiferen må oppfattes som fortsettelsen av den skarpe antiklinal ved Arnestad. Detaljer er vanskelig å fastslå, men det er sannsynlig at antiklinalen er skjev med et akseplan som faller mot NV.

Biri-skifer og Fron-sparagmitt nord for den mørke sparagmitt.

I Gråfjellet, nord for Imsa, ligger det i sydskråningen en lysegrå kvartsittisk sparagmitt over den ovenfor beskrevne Biri-kalk. Dette kan ikke være annet enn en sterkt presset ekvivalent av den lyse sparagmitt. Den står fra toppen 1116 mot sydøst over Bjørnberget til Hovalen. Den betegnes Fron-sparagmitt etter Bjørlykke (Ofte Dahl 1954 a, s. 6).

Den lysegrå kvartsittiske sparagmitt finnes også som horisontale lag i toppen 1086 av Skarven, like vestenfor kartgrensen og ca. 3 km VNV for Gålaseter. Både på østsiden og vestsiden av toppen finner man en mørk sparagmittaktig leirskifer under den lyse sparagmitt. Disse to bergarter fortsetter mot ØSØ i nordøstsiden av Libråtfjell og i Halvmilsåsen, hvor den lyse sparagmitt faller steilt mot NNØ og danner en markert oppstikkende rygg i terrenget. På sydsiden stikker den mørke skifer frem. Den lyse sparagmitt bemerkes ikke videre mot ØSØ, mens skiferen legger seg flatt og øker i mektighet. Den sees ved seterveien og i nordsiden av Rognvola og står som



Fig. 14. Halvmilsåsen, sett mot VNV fra høyde 904. Den oppstikkende rygg består av lysegrå, kvartsittisk sparagmitt, Fron-sparagmitt. Sort skifer faller inn under den på sydsiden.

Halvmilsåsen, seen towards west-northwest from point 904. The ridge consists of light grey, quartzitic sparagmite, and is underlain by black shale.

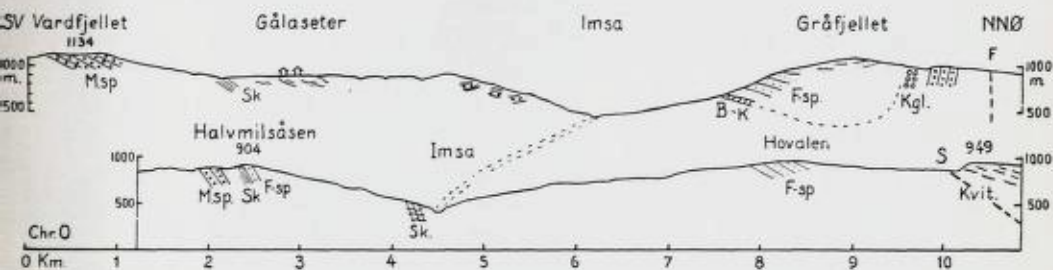


Fig. 15. To nesten parallelle profiler over Imsa. Øverst: Fra Vardfjellet til Gråfjellet, nær det punkt hvor fig. 9 slutter. Viser den utvilsomme synklinal av Fron-sparagmitt (F.sp.), definert ved underliggende Biri-kalk (B.k.) og Biri-konglomerat (Kgl.). I syd er forholdene mellom mørk sparagmitt (M.sp.) og skifer (Sk.) uklare. T er antatt grense mot parautohton serie. Nederst: Fra Halvmilsåsen til Malm-skarvola (949 m). I syd er lagserien mørk sparagmitt, skifer, Fron-sparagmitt til-synelatende uforstyrret. I nord kommer Kvitvola-dekkets sparagmitt (Kvit.) med skyveplan (S).

Sections across Imsa. The upper (western) section shows the syncline north of Imsa. The lower (eastern) section shows a stratigraphic succession south of Imsa and the Kvitvola nappe overlying the Fron sparagmite (F.sp.). M.sp. = Dark sparagmite. Sk. = Shale.

steile lag i skiferbruddet ved Imsa. Skifriheten her er imidlertid sekundær, og den primære lagning har antagelig et flatt nordlig fall.

På østsiden av Glomma er skifersonen tydelig fra vis a vis Imsas utløp og ned til vokterboligen. Skiferen er også utbredt i åsene NØ for Tronkberget.

Den lysegrå sparagmitt synes ikke å danne et så veldefinert lag øst for Glomma som vestenfor. Men det er sikkert at mellom den mørke sparagmitt ved Stai stasjon og den nevnte skifersone forekommer det pressede sparagmitter som til dels blir ganske lysegrå. Vi har antagelig her sterkt forskifrede isoklinalfolder.

De lysegrå kvartsittaktige bergarter som forekommer mellom Østerdalen og Rendalen like over den mørke sparagmitt kan også delvis tenkes å tilhøre den lyse sparagmittavdeling som er avsatt ovenpå Biri-kalk og Biri-skifer. Det er ikke observert noen klar forskjell innen dette strøk slik som f. eks. forskjellen mellom den kvartsittaktige lysegrå sparagmitt i Hovalen og den muskovittførende lyse sparagmitt i Malmskarvola. Men forekomsten av Biri-kalk ved Stai stasjon tyder på at den direkte overleirende sparagmitt fortsetter et stykke nordover, f. eks. som en sone begrenset mot nord av bekken Landet—Landet seter. Lys sparagmitt tilhørende andre tektoniske enheter har så senere blitt skjøvet opp.

Jeg tror altså å ha fastslått at vi omkring Imsa og videre mot ØSØ har bevart den sparagmitt (Moelv-sparagmitt) som primært ble avsatt ovenpå Biri-kalk eller Biri-skifer. Dette betyr da at de lyse pressede sparagmitter som forekommer i Malmskarvola—Snippen og videre nordover tilhører en annen tektonisk enhet. Dette ble antatt allerede av Törnebohm (1896).

Det er mulig at forholdene er ennu mer innviklet enn skissert ovenfor. Det er nemlig bemerkelsesverdig at den kvartsittiske sparagmitt som stryker fra Skarven over Halvmilsåsen og som kanskje fortsetter i Grindfossberget, ligger over Biri-skiferen mens den tilsvarende bergart i Gråfjellet—Hovalen og N for Stai stasjon overleirer Biri-kalk. Det er dog mulig at denne forskjell bare har tektonisk årsak.

Det skal tilslutt bemerkes at i sydøsthjørnet av kartbladet S. Fron (W. Werenskiold, 1911) forekommer bergarter som kan tilhøre den vestlige fortsettelse av de beskrevne soner. Således er det i Samdøla, SØ for Suleberghøgda, mørk skifer og lysegrå kvartsittisk sparagmitt. Den siste bergart står både under og over kalksonen i Suleberghøgda.

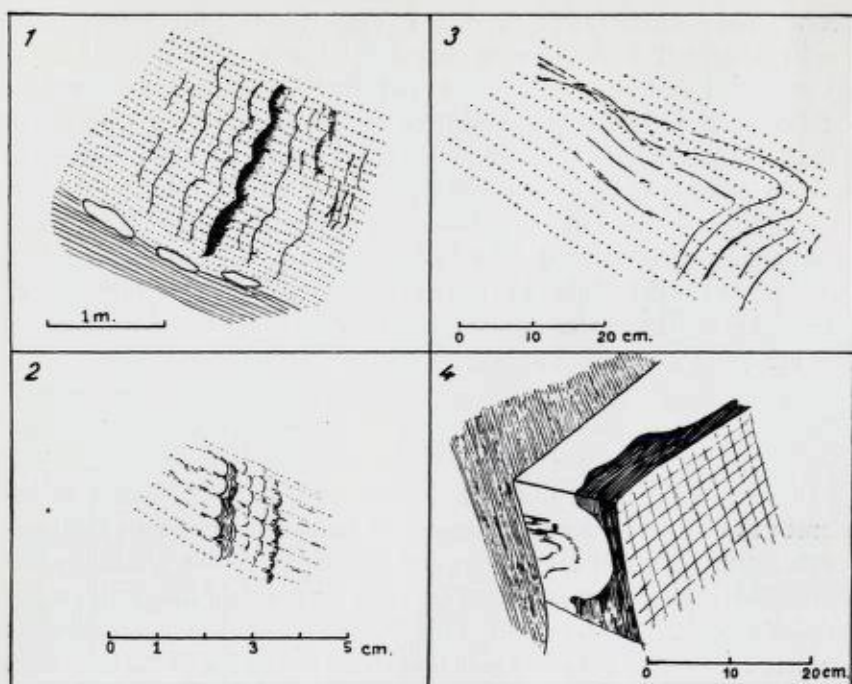


Fig. 16. Strukturer i den øverste (nordligste) del av Fron-sparagmitt—skiferkomplekset. Veiskjæring på vestsiden av Glomma, like syd for bro over bekk fra Havtjern. 1. Svak sekundær skifriighet (prikket) går loddrett på tynne skiferoner i sparagmitten. Klare linser av sekundær kvarts. 2. Detalj i liten målestokk fra 1. 3. Sekundær skifriighet skjærer primære folder. 4. Primær lagning i sparagmittbenker med sekundær benkning.

Structures in the uppermost (and northernmost) part of the Fron sparagmite—schist complex. From roadcut at the highway on the western river side of Glomma, just south of bridge across the stream from Havtjern. 1. Faint schistosity (dotted lines) developed at right angle to primary bedding. 2. Detail from 1; schistosity developed is essentially of fracture cleavage type. 3. Schistosity cutting primary folds. 4. Only secondary cleavage planes developed, cutting primary folds.

Moelv-sparagmitt vest for Rendalens sydlige del.

Hovedbergarten ellers i dette område mellom Glomma og Rena fra Yglekletten i syd til en linje fra Ophus—Storsjøens sydende i nord består av en rød sparagmittisk sandsten som ikke kan sidestilles med annet enn Moelv-sparagmitten. For det meste er den middels kornig, men også grovkornige og konglomeratiske partier forekom-

mer. Småkonglomeratisk er den i Ygleklettens østlige topp med angitt høydetall 549. Østover mot Rendalen opptrer sikker Moelv-sparagmitt i dette område, nemlig øst for Rundalsjøen, i Kolbuåsen og Næveråsen. Det er en middels- til finkornig rød sparagmittisk sandsten uten tydelig benkning eller lagdeling. Like ved Flaten gård står en grovklastisk, nesten konglomeratisk rødlig sparagmitt, hvis stratigrafiske forhold til andre bergarter ikke kan avgjøres p.g.a. overdekning. Rimeligvis er det en faciesvariant av Moelv-sparagmitt. Lendet er i det hele så sterkt overdekket at lagstillinger er vanskelig å bedømme. Men sikkert er det at Moelv-sparagmitt må innta betydelige arealer.

Tillitt.

Den stratigrafiske stilling av den nettopp omtalte bergart er bestemt ved et profil i nordskrånningen av Næveråsen ned mot Fredagsengbekken. I toppen av Næveråsen står sterkt rødlig sandstensartet sparagmitt. Bergarten er meget ensartet og middels finkornig, og er utydelig benket med nordlig fall. Nederst mot Fredagsengbekken opptrer en sone av grå tillitt som imidlertid har en lys forvitningsfarge. Bollene i tillitten (tabell 5) er sjelden over nevestørrelse, men er sterkt kantet. Karbonatbergarter (dolomitt?) er alminnelig som små bruddstykker; av andre bergarter i bollematerialet er granitt og kvartsitter alminnelige, og en og annen porfyrbolle forekommer også ved siden av ukjente bergarter. Ved den øverste av de to broer er bergarten nærmest en grovklastisk rødlig sparagmitt. Noen skarp grense mellom Moelv-sparagmitt og tillitt synes ikke å være til stede. Den usorterte tillitt er på sitt mektigste antagelig ca. 10 m tykk, men den tilsynelatende mektighet er en del større, da fallet av lagene bare er litt steilere mot nord enn terrengets helning. Oppad, d.v.s. nedover mot Fredagsengbekken, går den usorterte tillitt over i en bolleførende rød skifer, hvor bollene etter hvert og i løpet av noen få meter avtar sterkt i hyppighet. Denne røde bolleførende skifer er langs bekken i selve bekkeleiet overleiret av grågrønn skifer, som holder noen få spredte boller i sin underste del. På nordsiden av bekken fører den ikke boller. Denne grå skifer er særlig interessant, fordi den viser en varvighet. Lenger oppe i bekkeleiet, like nedenfor den øverste av broene, er denne varvighet mest utpreget. Tykkelsen av de enkelte varv er bare noen få millimeter, og der er ingen ut-

Tabell 5.

Moelvtillitt.

- A. Næveråsen, nordskrånningen, blokkstørrelse 2—10 cm.
 B. Næveråsen, nordskrånningen, blokkstørrelse 1—5 cm.
 C. Næveråsen, vestligste lokalitet, blokkstørrelse 2—30 cm.
 D. Røa (Rundalssjøen). Flere nærliggende blotninger slått sammen. Blokkstørrelse 2—10 cm.
 Samtlige lokaliteter mengdeforhold blokker: grunnmasse = ca. 1 : 10.

	A.	B.	C.	D.
Granitter	2	6	6	65
Porfyrbergarter	3	1	5	12
Grønnsten	—	—	—	2
Gneisbergarter	0	0	0	9
Mørk skifer	1	—	—	—
Røde kvartsitter	0	5	4	4
Lyse kvartsitter	4	0	0	15
Karbonatbergarter	8	3	tallrike	18
Pegmatittkvarts	1	2	3	13
Ikke bestemte typer	0	3	0	7
	Sum	19	20	18 + 145

preget «graded bedding», d.v.s. en jevn overgang fra grove korn underst til fine korn øverst i det enkelte varv. Likevel er vekslingen i kornstørrelse meget jevn fra lag til lag, og de enkelte varv er noenlunde like tykke. Det er i det hele tatt vanskelig å komme fra at denne sedimenttype ligner sterkt på de typiske glaciale sedimenter, de ekte varvige lerer. Så vidt jeg vet, er dette det eneste sted hvor Ekre-skiferen, som denne grågrønne skifer må parallelliseres med, oppviser noen form for varvighet.

Dette profilet i Næveråsen er særlig viktig fordi det bestemmer alderen av den under tillitten liggende røde sparagmittiske sandsten til samme alder som Moelv-sparagmitten.

Den ensartede røde sparagmittsandsten står over et stort område videre sydover, således i Kolbuåsen, øst for Rundalsjøen og på vestsiden av Røa. Tillitten opptrer også ved Røa, og er her iaktatt i direkte primær kontakt med den røde sparagmitt. Tillittens underste lag er her en grovklastisk rødlig sparagmitt med bare små boller, og kontakten mot den underliggende finkornigere sparagmitt er skarp, dog uten diskordans. Oppad inneholder tillitten spredte boller av

opptil 40 cm tverrmål av forskjellige bergarter, hvorav granitter er de alminneligste. Dernest forekommer porfyrer, lyse kvartsitter, karbonatbergarter og pegmatittkvarts i noenlunde samme hyppighet. Gneisbergarter og røde kvartsitter samt grønnstensbergarter er mindre hyppige. Sammensetningen fremgår av tabell 5. Grunnmassen er rent sparagmittisk, rikelig og for det meste av rødlig farge. En olivengrå finkornig grunnmasse finnes også. Bergarten skiller seg i det hele ikke meget ut fra den røde sparagmitt bortsett fra bollene. Lagstillingen er sterkt avvikende, nemlig NV med fall 30° Ø. Det ser med andre ord ut til at den såkalte «tverrfoldning» i den kaledonske fjellkjede opptrer her.

Ekre-skiferen synes ganske å mangle i forbindelse med tillitten, men det er naturligvis en mulighet for at den kan stå langs etter elven Røa og at den er helt overdekket av fremmed morenemateriale. Øst for Røa opptrer atter rød sparagmitt, hvorfor tillitten synes å opptre i en skarp synklinal med akseretning NV—SØ.

Ekre-skifer.

Foruten ved Fredagsengbekken opptrer Ekre-skiferen bare som løsmateriale i skråningen ned mot den markerte terrasseformete dødisavleiring hvor gårdene Rød og Flaten ligger, og bare på ett sted ca. 1 km nord for Flaten gård. Sønnefor kartområdet derimot forekommer rød skifer som omtalt i et tidligere avsnitt, sydligst på neset mellom Rena og Glomma. Dermed er dog ikke sagt at den ikke kan ha større utbredelse enn de små områder hvor den er iaktatt. Under de store overdekkete områder, både myrdekket og dekket av mektig glacifluvialt materiale mellom Stenviken og Deset, er det endog sannsynlig at Ekre-skiferen danner fjellgrunnen for en vesentlig del.

Kvartssandstens-avdelingen.

Den kvartssandsten som eventuelt er blitt fraktet på toppen av den lagrekke som utgjør Sparagmitt-dekket, vet vi lite om. Det er overveiende sannsynlig at den kvartsitt som danner bruddstykkene i rivningsbreksjen syd for Rødsbakken (Rendals-forkastningens store forkastningsbreksje), representerer Sparagmitt-dekkets kvartssandsten (svarende til Ringsaker-kvartsitten). Lys kvartsitt står også

på vestsiden av Rena i fjellskråningen syd for gården Rødsdalen. Lyse kvartsittiske sparagmitter er også iaktatt i nær tilknytning til rød sparagmitt nord for Rødsåsen i et mindre renspylt område av fjellsiden omtrent 1 km rett øst for Rundalsjøen. Men å gjennomføre en detaljert stratigrafisk inndeling av den sterkt overdekkete fjellgrunnen lar seg overhodet ikke gjennomføre på grunnlag av de få spredte iakttagelser som kan gjøres.

Et kompleks nord for Deset, bestående av mektig konglomerat og kvartsitt, må antas å tilhøre Sparagmitt-dekkets kvartssandstens-avdeling.

Konglomeratet like nord for Deset fortjener en nærmere bekrivelse. Ved riksvegen nord for samvirkelaget står finkornig rød sparagmitt hvis stratigrafiske stilling er særdeles usikker. En høy rygg av den glacifluviale dalfylling skiller dette område fra et dalsøkk østenfor hvor Fiskeløstjernet ligger. Øst for dette dalsøkk er fjellgrunnen renspylt over store områder. Her står grovklastisk rødlig sparagmitt og mektige konglomeratlag. Konglomeratene er overveiende vel rundet med boller alminnelig opptil eggstørrelse, unntagelsesvis opptil nevestørrelse. Bollene består for det meste av kvarts og feltspat, dernest grå kvartsitt, rødaktige porfyrbergarter og graniter er sjeldne. Konglomeratlagene veksler med grusaktige arkoselag. Fargen av bergarten er gråaktig til svakt rødbrun. Det kan ifølge Steinar Skjeseth neppe være tvil om at det representerer Vardal-sparagmitt. Nærmest forkastningen opptrer en lys, finkornet, kvartsittisk type, som antas å tilsvare Ringsaker-kvartsitten. Hele avdelingen er sunket ned langs Rendals-forkastningen. Da bergartene i Kvantssandstens-dekket øst for forkastningen i det vesentlige omfatter andre bergartstyper, er det lite trolig at det innsunkne kompleks tilhører Kvantssandstens-dekket, men rimeligere å anta at de tilhører Sparagmitt-dekket. Noen sikre data lar seg imidlertid neppe iaktta fordi bergartsgrensene er overdekket og følger myrsøkk. Selve forkastningen følger også et uanselig myrdrag, og det er bare ca. 20 m avstand mellom den nærmeste blotning av grunnfjellsgranitten og den nettopp omtalte kvartsittiske bergart. Det er derfor mulig, som omtalt side 57 at forekomsten representerer et trappetrinn i Rendals-forkastningen.

Serien mørk sparagmitt og lys sparagmitt omkring Atna.

I området omkring Atna stasjon i Østerdalen finner vi i alle fjell-sider en lys sparagmitt. Denne fortsetter nordover dalen og henger sammen med det store området av lys presset sparagmitt som dominerer kartbladet Øvre Rendal. Inne på fjellvidden øst for Atna finner vi dertil en rekke bergarter som er eldre enn den lyse sparagmitt, nemlig ordinær mørk sparagmitt, grå til sort leirskifer og Biri-konglomerat. Disse lag skal i det følgende beskrives nærmere. Bergartene synes for det meste å ligge ovenpå en mektig pakke av lys sparagmitt og har således en beliggenhet som skyldes tektoniske bevegelser. Fra sydrenden av det nordenfor-liggende kartblad Øvre Rendal er det beskrevet mørk sparagmitt i Kaldberget og Klettene (Oftedahl, 1943, s. 60, 1952, s. 16). En mørk sparagmittskifer er også observert i Hyllbekken mellom de to nevnte fjell.

Mot nord fortsetter denne avdelings lyse sparagmitt over de vesentlige deler av kartbladet Øvre Rendal, og det er sannsynlig at den svarer både stratigrafisk og tektonisk til den lyse sparagmitt i Stenfjellet—Kvernnesvola. Mot vest fortsetter denne lyse sparagmitt inn på kartbladet Søndre Fron og danner det Werenskiold (1911) kaller den undre lyse sparagmitt.

De forskjellige muligheter for en stratigrafisk og tektonisk forklaring av denne sparagmitt-avdelings stilling er kort diskutert tidligere (Oftedahl, 1954 a, s. 16). Her er avdelingen tatt med som en underavdeling av Kvitvola-dekket. Det er imidlertid sikkert at den representerer en tektonisk enhet som er flyttet en kortere avstand enn det egentlige Kvitvola-dekke, og det er derfor her beskrevet som en egen enhet.

Mørk sparagmitt.

Mørk sparagmitt finnes i Kletten og Skarven ved nordkanten av kartbladet Ytre Rendal og i vestsiden av nordre Kjølshøberget. Dertil forekommer også mørk sparagmitt i forbindelse med forekomster av Biri-konglomerat som skal beskrives nedenfor.

I Kaldberget (Øvre Rendal) forekommer det vekslende lag av mørk og lys sparagmitt med stadig nordlig fall. Det er her tydelig at det dreier seg om oppskjøvne flak fra grensen mørk-lys sparagmitt. Lignende overganger og ubestemmelige bergarter finnes i Skarven på Ytre Rendal. Derimot er sparagmitt i Kletten en ordinær mørk sparagmitt med lag av leirskifer.

Skifer i den mørke sparagmitt.

Leirskifer forekommer i Kiva ved kartbladets nordgrense og i en del blotninger sydover fjellvidden ned til strøket omkring nordre Koppangseter. Skiferen er en grå til sort leirskifer, er ikke kalkholdig eller meget svakt kalkholdig (Løvåsens vestside) og forekommer først og fremst i tilknytning til mørk sparagmitt, dernest Biri-konglomerat. Det er således intet som tyder på at skiferen er ekvivalent med Biri-skiferen som ligger over Birikalken; skiferen utgjør sannsynligvis en sone i den øvre del av den mørke sparagmitt-avdeling. Selv om skiferen nå har en sekundær skifrihet som muligens går i vinkel med den primære lagning, så tyder forholdene både i strøket Kletten — Granåsen og syd for nordre Kjølshøberget (901 m) på at leirskiferen ligger under Biri-konglomeratet og dels også under mørk sparagmitt.

Biri-konglomerat.

Et konglomerat som tolkes som Biri-konglomerat, forekommer i Kivfjell, i vestsiden av nordre Kjølshøberget og i Gråhammeren vest for nordre Koppangseter. Konglomeratet inneholder tett med vel rundete boller som regel 5—10 cm i diameter. Bollene består helt vesentlig av kvartsitter og granitter.

I ingen av de tre nevnte forekomster er Biri-konglomeratet særlig mektig. Best er det blottet i Kivfjell. Her forekommer det som et par meter tykke benker i tre soner med mørk sparagmitt mellom. Forøvrig er lagene i Kivfjell tektonisk meget sammenblandet og om-

tales under beskrivelsen av Jotun-dekket. I Kjølssjøbergets vestside forekommer Biri-konglomeratet som en ca. 10 m tykk plate med svakt fall mot N. Forekomsten i Gråhammeren er sterkt tektonisert og kan ikke nærmere utredes. Interessant er det at over Biri-konglomeratet i Kjølssjøberget kommer en lys sparagmitt. Det er mulig at denne lagstilling er primær og at Biri-kalk ikke finnes i denne lagserie. Forøvrig kan det bemerkes at bergartene er til dels meget sterkt presset i dette område.

Lys sparagmitt.

Betegnelsen lys sparagmitt benyttes her på de bergarter som finnes i nordvesthjørnet av kartbladet Ytre Rendal og sydover på vestsiden av Glomma ned til Malmskarvola og Stai. Komplekset er nokså heterogent, men har et visst hovedpreg, og det er meget vanskelig å skille nærmere mellom eventuelle stratigrafiske eller tektoniske enheter innen dette kompleks.

Den vanlige lyse sparagmitt i fjellene omkring Atna og i Løvlandsvola og videre vestover er en grovklastisk sparagmitt med røde feltspatkorn 2—4 mm store i en lys grå kvartsittisk grunnmasse. Ofte er også feltspatkornene mindre, slik at de på forvitret overflate synes som hvite knappenålshoder, jevnt spredt i kvartsmassen. Lokalt kan sparagmitten være grovere og ha opptil 1 cm store feltspatbiter og små rundete kvartsknoller opptil et par cm store. Lokalt er også iaktatt en finklastisk sparagmitt med nesten ikke synlig feltspat, men med svakt rødskjær.

Bergartene i det nevnte strøk er tydeligvis meget tektonisert idet deres lagstilling varierer sterkt og har ofte steile fall. Når man klyver opp fra Atneosen mot toppen av Atneglopen, er det f. eks. bemerkelsesverdig hvordan strøket skifter til nær sagt alle himmelretninger, og med fall på 10—20°. Utseendet av bergarten varierer også når man klyver oppover; fra alminnelig lys sparagmitt til sterkt rødlig og til grålig sparagmitt. Det er altså tydelig at det dreier seg om et sterkt tektonisert kompleks med sammenblanding av litt forskjellige bergarter, muligens med en del mørk sparagmitt innskjøvet. Således er sparagmitten i Stenbakkåsen nær ordinær mørk sparagmitt i utseende.

På vestsiden av Glomma kan den lyse sparagmitt til dels være svært grov og lite presset (f.eks. i Kvanskalkletten). Det er derfor ikke lett



Fig. 17. Atnosen gård og søndre Kjølssjøberget, hvor den lyse sparagmitt slutter i en markert brattskrent. Tre svake strandlinjer fra isdemte sjøer ses midt i fjell-siden til venstre. Fot. Chr. O., 1/8 1942.

Søndre Kjølssjøberget, the steep southern side of which marks the abrupt southern end of the light sparagmite. To the left three faint shore lines from ice-dammed lakes are seen in the middle of the mountain side.

å skille denne sparagmitt fra Sameieåsens og Heimåsens grove sparagmitt, som antas å være Vardal-sparagmitt. Grensen må derfor tas med forbehold.

Mellom Østerdalen og Rendalen fortsetter den lyse sparagmitt midt inne på kjølen sydover fra Raufjellet over Grønnekampen og ned til Mora og Varpåsen ved Koppang. Bergarten er her til dels nydelig upresset og klastisk, og til dels ganske sterkt presset hvorved den får karakteren av en serisitt-skifer eller muskovittførende sparagmitt. Bjørlykke (1905, s. 89) kalte den upressede sparagmitt for Mora-sparagmitt, idet den tektonisk syntes å ligge over Koppangfeltet og skiller seg noe fra den sønnenfor liggende kvartsittiske sparagmitt syd for Kjemsjøen. Av utseende synes dog denne sparagmitt å høre til de vanlige litt pressede lyse sparagmitter. Disse sparagmitter er under tvil henregnet til Kvitvola-dekket, men det er godt mulig at de hører til det ovenfor beskrevne dekke av lys og mørk sparagmitt.

Petrografisk beskrivelse av sparagmittene vest for Rendalen.

De petrografiske hovedtrekk av sparagmittlagrekkens bergarter skal nedenfor beskrives, og deretter vil hver enkelt avdeling eller undergruppe i sparagmittlagrekken gis noen få kommentarer eller nødvendige beskrivelser.

Rent generelt sett er de vanlige klastiske sparagmitter dannet som et detritus sediment av granittiske bergarter. Hovedmineralene er kvarts (ca. 70 %) og feltspat (ca. 30 %). Kvartsen forekommer i opptil 1 mm korn vanligvis, i sjeldnere tilfeller som knoller opptil 5 mm og unntagelsesvis opptil flere cm i diameter. De vanlige korn består bestandig av enkelte kvartsindivider. Knollene kan dog bestå av flere store lappede individer. Kvartsen ser derfor ut til å stamme fra grove granitter eller pegmatitter.

Feltspaten er helt vesentlig kalifeltspat. Denne utgjør oftest 80—90 % av feltspatinnholdet i sparagmittene; unntagelsesvis kan innholdet av albitt gå opp i 30, kanskje 40 %. Kalifeltspaten er for det meste en typisk mikroklin med ordinært mikroklingitter. I mange individer sees dog bare en vanlig mikropertitt med få og små spindler av albitt i en ufortvillinget kalifeltspat; unntagelsesvis ser man pertitter av sjakkbrett-albitt-type. Plagioklasen ser ut til bestandig å være en ren albitt eller albitt med opptil 10 % An. Kalifeltspaten er som regel ganske frisk, mens plagioklasen pleier å være svakt sløret eller jevnt gjennomhullet av sericittflak.

Grunnmasse er det vanligvis lite av mellom de klastiske korn i sparagmittene. I de tilfeller hvor kornene ikke ligger helt tett pakket sees i mikroskop leirsubstans som mellommasse. I denne finnes da også spredte korn av opake mineraler. I litt mer metamorfe sparagmitter er leirmassen omkrystallisert til sericitt; leilighetsvis sees også klorittaggregater.

Alle sparagmittbergarter er mer eller mindre presset. Selv om de i håndstykke ser helt friske og upresset ut, har kvartskornene undulerende utslukning i mikroskop. Det er alle overganger fra nesten upressete sparagmitter med svakt undulerende kvartser til meget sterkt pressete bergarter hvor vi bare kan erkjenne en mørtelmasse av bittesmå kvartsgryn med jevnt fordelte sericittflak i. De mest pressete sparagmitter dominerer naturligvis i nordvest og er særlig å finne i Kvitvola-dekkets sparagmitter.

Sparagmittene har videre alle overganger til skifre. I tynnslip viser dette seg ved at de klastiske korn blir enten færre eller mindre pr. arealenhet, og grunnmassen øker i prosent. Den består da i alminnelighet av bittesmå kvartskorn, muskovittkorn og i en del tilfeller av klorittkorn. Noen skifrige sparagmitter har også et jevnt pigment med små ertskorn. Endeledet blir den rene leirskifer som inneholder få, små, spredte klastiske kvartskorn i en grunnmasse som kan bestå av mer eller mindre kvarts og mye sericitt og kloritt.

En lignende overgang finner vi innen Koppang-feltets bergarter fra sparagmitt til karbonatbergart. I den er det alle mellomledd mellom ren kvartsfeltspatbergart og nesten ren karbonatbergart.

I det etterfølgende beskrives så de enkelte bergartsavdelinger.

Den parautoktone sedimentserie.

Leirskiferen underst i denne avdeling forekommer minst presset i blokker ved Bjørånes. Denne bergart er meget finkornet og ser ut til å bestå vesentlig av ørsmå kvarts- og sericittkorn. En kjemisk analyse (se tabell 10, side 117) viser at bergarten har en nokså eksepsjonell sammensetning. Den er nemlig den aluminiumrikeste leirskifer analysert i Norden. Som det fremgår av analyseberegningen, er det vanskelig å få en plausibel mineralbestand beregnet.

Den mørke skifrige sparagmitt som finnes nederst i Raufjell-profilet, er en typisk mellomting av skifer og sparagmitt. Den består av 30—50 % klastiske korn, 0,05—0,1 mm i diameter. Disse korn består helt vesentlig av kvarts, i liten grad av albitt og mikroklin.

Moelv-sparagmitt er en helt ordinær mikroklinrik og albittførende sparagmitt.

Ekre-skiferen er karakterisert ved å holde en meget høy muskovittgehalt med fine, små kvartskorn og litt jernerts.

Vardal-sparagmitt ligner helt på en vanlig sparagmitt og kan i slip ikke skilles fra de typiske sparagmitter.

Kvartssandstenen har i sin typiske utvikling bare kvartskorn og absolutt ikke feltspatkorn. Det er observert en type med 5—10 % feltspat. Kornene er velrundet til noenlunde velrundet og er som regel meget tett pakket, nesten uten grunnmasse.

Sparagmitt-dekket.

Den mørke sparagmitt dominerer den vestre del av kartbladet Storelvdal. Skjønt bergarten har et meget varierende utseende både hva farge og kornstørrelse angår, har disse varieteter en forbausende lik petrografi. Både i finkornige og grove sparagmitter, både i røde og svarte er det en noenlunde konstant gehalt av feltspat og som regel helt overveiende mikroklin. I sjeldne tilfeller utgjør albitt eller oligoklas så meget som 40 % av feltspaten. Selv i grovere bergarter er store mikroklinfeltspater de alminnelige. De oppnår størrelse opp til 4 mm. Hovedmengden av de klastiske korn utgjøres da av kvarts, men i de grovere sparagmitter blir kvartsitt også viktig. Det må sies å være forbausende at ikke bergartsfragmenter er vanlig i kornstørrelsen 2—4 mm, men bare i få tilfelle er det oppdaget korn med to eller flere feltspatindivider i. Det ser derfor ut til at materialet for de vanlige middelklastiske sparagmitter er kvarts og feltspat fra en meget grov granitt. I de sparagmitter som har overgang til konglomerater, finner vi også bergarter. Felsitter og porfyrer av forskjellig slag er sammen med kvartsitt de vanlige bergarter. Granitt opptrer ikke før vi kommer til tettpakkete konglomerater med 5 cm boller, d.v.s. konglomerat av Biri-type.

Kvartskornene er som regel mørke, d.v.s. nærmest røkkvarts. Med binokularlupe kan man dog se at mange sparagmitter har klastiske kvartskorn av melkekvarts, dertil mindre mengde av vannklar og mer gulaktig kvarts.

Den meget markante rødfarge som preger den mørke sparagmittavdelings bergarter omkring Ophus kommer av at i de grå til sorte sparagmitter er ertsmineralet helt overveiende magnetitt, mens i de røde er det overveiende hematitt eller jernhydroksyder. Det ser ut til at det siste representerer et høyere stadium av forvitring. Det er også mulig at en grå mikroklin ved denne forvitring kan bli rødfar-

get, slik at feltspatfarge og ertsmineralfarge henger sammen og er en funksjon av forvitring. Som konklusjon kan det derfor sies at den mørke sparagmittavdeling stammer fra forvitring av forskjellig intensitet av et landområde med hovedsakelig granitter, dertil også meget granitt-pegmatitter, fjernere kvartsitter og porfyrer og felsitter.

Skifersonene i den mørke sparagmitt er dannet ved at det samtidig med klastiske korn er blitt avsatt leire. Dette har funnet sted i alle forhold, og den rene leire med meget få og små kvartskorn finnes også. Den har nå krystallisert til en meget finkornig blanding, sannsynligvis hovedsakelig av sericitt, muligens med noe kloritt, og dertil kvartskorn opptil 0,03 mm. I de mer pressete varieteter av denne skifer er sericittkornene tydelig orientert og begynner å bli grove henimot ordinær muskovitt, men i noen ligger sericittkornene helt uorientert. Noen skifre er meget homogene i slip mens andre er finbåndet med bånd ned i 0,1 mm tykkelse. Disse båndene varierer da både med hensyn til de klastiske kvartskorns størrelse og mengden av ertsmineral. Disse to ting kan dog variere uavhengig slik at vi har meget lite erts, men fine bånd med vekslende kornstørrelse hos kvartskornene eller det er nokså jevn størrelse på kvartskornene, men sterk veksling i mengde og størrelse på ertskornene.

Biri-konglomeratene er ikke blitt undersøkt nærmere hva bolle-materialet angår. Den eneste bolle som ikke kan bestemmes med blotte øye, er en flintaktig, sterkt grønn bergart. Den viser seg å være en felsitt og kan altså stamme fra Trysilserien.

Biri-kalksonene i Gråhøgda og ved Stai er karbonatsparagmitter. De inneholder foruten små korn av karbonater, i alminnelighet mindre enn 0,4 mm, klastiske korn av kvarts og feltspat i det vanlige forhold, sjelden større enn 0,5 mm. Ved forskifring blir denne blanding oppknust således at kalkspaten synes stadig velkrystallisert mens kvartskornene knuses opp til en finkornig mørtelmasse.

Den røde Moelv-sparagmitt sydligst på kartbladet er meget lik den mørke sparagmitt i alt unntatt fargen, og den synes identisk med varianter av de røde sparagmitter innen den mørke sparagmitt-avdeling.

Kvitvola-dekket.

Innledende bemerkninger.

Kvitvola-dekket er oppstilt som en egen tektonisk enhet etter Schiøtz og Törnebohm, og utgjør et langveis transportert bergarts-kompleks bestående av sparagmittlagrekkens bergarter. Kvitvola-dekket er imidlertid ikke identisk med Sparagmitt-dekket som opptrer vest for Rendalen fra Storsjøen og sydover. I Kvitvola-dekket opptrer de forskjellige sparagmittbergarter i en annen faciesutvikling enn i Sparagmitt-dekket og i den autoktone serie. Det antas da også at Sparagmitt-dekket er transportert kort distanse i forhold til Kvitvola-dekket. Mens Sparagmitt-dekket inneholder det mektige Biri-konglomeratet, og Moelv-konglomeratet er utviklet på en ganske karakteristisk måte med tydelig sparagmittisk grunnmasse og en blokksammensetning som ligger nær opp til den autoktone tillitt, finner vi i Kvitvola-dekket ikke disse typiske konglomerater, som må være avsatt i nærheten av et oppragende landområde. Derimot finner vi i Kvitvola-dekket en annen bergart som på sin måte er like karakteristisk, nemlig konglomeratskiferen. Denne bergart, som først er blitt beskrevet fra Koppang-området, kan betraktes som en ledebergart for dette skyvedekke. Det opptrer i sin mest typiske utvikling også alminnelig i det overskjøvete kompleks omkring Kvitvola mellom Engerdalen og Trysilelven, og etter hvilket fjell hele skyvedekket har fått sitt navn.

Konglomeratskiferen er i sin mest typiske utvikling en sericittskifer med få spredte og kantede boller. Grunnmassen, som alltid utgjør den langt overveiende del av bergarten, er på alle hittil kjente lokaliteter omvandlet på denne måte, en omstendighet som må tas til inntekt for den oppfatning at bergarten er langveis transportert. Bollematerialet som fremgår av tabell 6, er som regel ennå mer polymikt enn Moelv-tillitten, og har en helt annen sammensetning enn denne.

Tabell 6.

Konglomeratskifer.

- A. Koppang. Blokkstørrelse 3—30 cm. Største blokker 40 cm (granitt). Mengdeforhold blokker: grunnmasse = 1 : 25.
- B. Storsjøens østside nord for Skaret. Flere lokaliteter slått sammen. Blokkstørrelse 2—20 cm. Største blokker ca. 30 cm (granitt og kvartsitt). Mengdeforhold blokker: grunnmasse = ca. 1 : 50.

	A.	B.
Granitter	31	26
Kvartsporfyrer	—	4
Grønnstener, gneisbergarter	8	—
Kvartsitter	11	9
Dolomitt	42	26
Ikke bestemte og andre typer	9	5
	Sum 101	70

Mens basal-tillitten mangler karbonatbergarter i bollematerialet, og den slags sedimentbergarter er underordnet i Moelv-konglomeratet, er bollematerialet i konglomeratskiferen som oftest dominert av karbonatbergarter, særlig dolomitter. Vi kjenner ikke til hvorfra disse karbonatbergarter stammer. De fleste er helt forskjellig i utseende fra Biri-kalken i dens kjente lokaliteter, som er den karbonatbergart vi ellers lettest ville tenke på som opphavet til bollematerialet. Det ligger derfor nær å tenke seg at en stor del av bollematerialet i konglomeratskiferen skriver seg fra vesentlig andre denudasjonsområder enn dem som har gitt materialet til Moelv-tillitten (og Biri-konglomeratet).

Der hersker ikke full enighet om hvilke stratigrafiske ledd av sparagmittlagrekken konglomeratskiferen representerer. Chr. Oftedahl har sterke grunner for å parallellisere den med Biri-konglomeratet, særlig på grunn av profilene i Fåvang, hvor Biri-konglomeratet stedvis er utviklet som en konglomeratskifer. Per Holmsen er mest tilbøyelig til å parallellisere den med Moelv-tillitten, og at den representerer en mer landfjern facies av denne siste, vesentlig fordi det synes vanskelig å erkjenne Biri-konglomeratet som et morenekonglomerat.

Det hersker derimot full enighet mellom de to nevnte geologer om konglomeratskiferens glacigene natur både p.g.a. det kantede bolle-

materiale og fordi bergarten har en så stor regional utbredelse at dannelsesmåten vanskelig kan tenkes å være en annen.

Ved en ekskursjon av forfatterne i 1947 ble det funnet at et karakteristisk trekk for Kvitvola-dekkets underside er forekomst av konglomeratskifer. En del forekomster av denne bergart er beskrevet av Holtedahl (1921, s. 39). Dette gjorde det med en gang høyst sannsynlig at Koppangtraktens sedimenter hvor konglomeratskifer inngår som et essensielt ledd, er å betrakte som en del av Kvitvola-dekket, og det er inntil nå ikke kommet frem noe som kan motsi denne konklusjon. Videre forekommer konglomeratskiferen i strøket like øst for Storsjøen og i strøket omkring Otlaukampen.

De sparagmitter som er påvist under Jotun-dekket i strøket øst for Bjørånes er også henført til Kvitvola-dekket. Her finner vi i Viengskletten og Raufjells vestside en lys meget sterkt presset sparagmitt som ligger over rød Moelv-sparagmitt og kvartssandsten av den autoktone serie og direkte under øyegneisen som tilhører Jotun-dekket. Denne sparagmitt er da naturlig regnet som en parallell til de lyse, pressede sparagmitter i Kvitvola-dekket lengre i øst.

Det er nå ikke tvil om at bergartene i de nevnte lokaliteter innen kartbladet Ytre Rendal tilhører det egentlige Kvitvola-dekke som finnes vest for Engerdalen. Ikke fullt så sikkert er det at også pressede lyse sparagmitter i en del andre lokaliteter tilhører Kvitvola-dekket, men deres tektoniske og petrografiske forhold tyder meget sterkt på det.

Kvitvola-dekket øst for Rendalen.

Fortolkningen av fjellbygningen i området fra Andrå og nordover mot «Mistraflaket» støter på atskillig større vanskeligheter enn i området sønnenfor. På den annen side er det et nøkkelområde, og hvis det lykkes å gi den riktige fortolkning, vil dette hjelpe til å forstå fjellbygningen over meget store deler av det sentrale sparagmittområde.

Dette område er sunket ned i forhold til områdene nordenfor og sønnenfor. Dette var også Schiøtz klar over (1902, s. 57). Den sydlige grense for innsynkningen går omtrent over Andåens utløp, hvor grunnfjellsplaten i syd plutselig stuper ned. Langs Storsjøen videre nordover opptrer en rekke bergarter som er takstensformig sammen- og overskjøvet, og blant disse opptrer også Kvitvola-dekkets berg-

arter i veksling med Undre Jotun-dekkes øyegneis. Alderen av denne innsynkning er derimot tvilsom. Det er nemlig høyst usannsynlig at den er fra samme tid som Rendalsforkastningen, fordi Kwartssandstens-dekket i Andråsberget ligger omtrent i nivå med Kwartssandstens-dekket sønnenfor. Meget taler derfor i retning av at grunnfjellets begrensning mot nord ved Andrå i det vesentlige skriver seg fra sparagmittiden, og at det er reliefforholdene under Varangeristiden som avspeiler seg her.

Vanskeligheten ligger særlig deri at hele sparagmittgruppen med dens mange tektoniske ledd ligger presset sammen i en ganske beskjedne tykkelse mellom grunnfjelloverflaten like syd for Andåen og Andråsberget, hvor Jotun-dekkets grove øyegneis danner det øverste av toppen. Törnebohm har gitt en kartskisse og et profil over dette viktige avsnitt (1896, s. 141—42). Den sydligste del av profilet er allerede omtalt side 30 og side 54. De viktigste trekk skal bare gjentas kort. Over grunnfjellet med kambrisk skifer (tillitten synes å mangle lenger oppe ved Andåen) kommer først et overskjøvet flak av kvartssandsten, der må sidestilles med Kwartssandstens-dekket lenger syd. Over dette kommer det overskjøvede grunnfjell med basal-tillitt på ryggen. Høyere oppe i Andråsbergets sydskråning opptrer en bergart som minner meget om konglomeratskiferen (Törnebohm l. c.), nemlig en sericittholdig lys kvartsitt med spredte boller, opptil hodestore, av granitt og kvartsitt. Tykkelsen av denne konglomeratskifer-sone er ca. 50 m. Bergarten er også ganske sterkt presset, og er ganske forskjellig fra kvartssandstensavdelingen lenger syd i Rendalen. Derimot ligner den atskillig på bergartene i Kvitvola-dekket. Det må derfor antas, i hvert fall som en hypotese, at denne ganske beskjedne avdeling på bare ca. 50 m representerer en rest av Kvitvola-dekket.

Den øverste sone er totalt utpresset til en flere meter bred mylonittsone som danner underlaget for Jotun-dekkets øyegneis i selve toppen av Andråsberget. Det underste av øyegneisen er også blitt helt utpresset. Det er forøvrig bare et flak av øyegneis som står i Andråsbergets topp. Nordenfor nede i skaret mellom dette fjell og Valsjøberget står atter en presset sparagmitt med konglomerat (vestligst i skaret), som også må oppfattes som tilhørende Kvitvola-dekket, hvorover ligger Jotun-dekkets mektige øyegneismassiv. Denne oppdeling av Jotun- og Kvitvola-dekket skyldes den senere takstensformige overskyvning som er omtalt annet steds.

Det er den samme sene tektoniske fase som har brakt Ogygiocaris-skiferen nede ved Storsjøen til å ligge over øyegneisflaket der. Den tynne sone av sterkt presset lys sparagmitt med den krystalinske kalksten kan meget vel tenkte å være en liten rest av Kvitvola-dekket, idet det må anses som usikkert at kalkstenen er Orthocerkalk.

Deler av Kvitvola-dekket forekommer ikke innen kartbladet Stor-elvdals østre halvpart, idet Kwartssandstens-dekket er den høyeste tektoniske enhet i syd. Nordenfor, innen kartbladet Ytre Rendal, opptrer bergarter som etter sitt utseende minner om bergartene i Kvitvola-dekket i en rekke fjellpartier i og omkring Flendalen. Langs Flenas nedre løp opptrer sterkt pressete bergarter som minner om Kvitvola-bergartene. En karbonatsone opptrer ved sammenløpet med Vamma, i den nederste canyon-lignende elveslukt ned mot Storsjøen står sterkt presset kvartsittisk skifer. En liten blotning av små-øyegneis står vest for broen over Renåen. Bergartene i Kvitfjellet, Nubben og Storhøgda består likeledes av pressete sparagmitter som må antas å tilhøre Kvitvola-dekket.

I den nordvestre skråning av Nubben finnes en presset sparagmittbergart som på mange måter minner meget om konglomeratskiferen i Andråsberget. Den er nevnt av Törnebohm (1896, s. 37), som forklarer den som en grå, skifrig sparagmitt med boller av tette kvartsitter samt granitt. I toppen av Storhøgda østenfor sees en presset lys sparagmitt å ligge over den mørke, lite pressete sparagmitt (kwartssandstens-avdelingen) som står i foten på sydsiden.

De sterkt pressete sparagmittbergarter som opptrer langs Storsjøen fra Engelsviken og nordover inneholder konglomeratskifer samt dolomittlag. Nord for Skaret gård opptrer en sericittrik skifrig sparagmitt med bruddstykker av granitt, kvartsitt og dolomitt (se tabell 6, side 89, som uten tvil er konglomeratskiferen (se K. O. Bjørlykke, 1905, s. 92—93). Dette er typiske Kvitvola-bergarter som ved skyvning er kommet til å ligge over Valsjøbergets øyegneis, mens de på sin side igjen er overleiret av øyegneisen i Skarklettene. Ved vegen like nord for Skaret gård sees øyegneisen å være innpresset i sparagmitt. I Rydningsåsen er igjen Skarklettens øyegneis overleiret av presset sparagmitt. Denne sparagmitt er av samme utseende som, og kan i marken følges sammenhengende med, sparagmitt som underleirer øyegneisen i Valsjøbergets østside. Denne intense sammenblandingen mellom Kvitvola-dekkets sparagmit-

ter og Undre Jotun-dekkes øyegneis er fremkommet ved den senere takstensformige forskyvningstektonikk.

En enkeltstående forekomst av presset sparagmitt øst for Rendalen skal til slutt omtales. Det er sparagmittskiferen ved Mistra ca. 2 km ovenfor sammenløpet med Åkrestrømmen (Rena). Denne bergart minner sterkt om Kvitvola-dekkets pressete sparagmitter, og er helt forskjellig fra sparagmitten i Kvernnesvola. Forekomsten forklares lettest ved at den tilhører vestsiden av Rendals-forkastningen og at den hører til det samme kompleks (Kvitvola-komplekset) som danner fjellgrunnen omkring Åsheim.

Kvitvola-dekket nord for Ottnes.

De pressete sparagmitter som danner nordsiden av Ottlaua-kompleksets dypt nedfoldete skål, og som delvis er skjøvet over Jotun-dekkets bergarter, kan ikke petrografisk skilles fra Kvitvola-bergartene som danner Jotun-dekkets underlag syd for Ottlaukampen. Her fant K. O. Bjørlykke som bekjent konglomerat-skiferen, samt karbonatlag. Nordligst på kartbladet Ytre Rendal danner Hårrenas dal et naturlig dypt snitt gjennom denne formasjon. Elvens nederste del er erodert ut etter en sone bestående av karbonatlag vekslende med sterkt utpressete sparagmittskifre. En gjennomsnittsprøve av et antall håndstykker fra flere karbonatlag ved Hornset viser en dolomittisk kalksten med omtrent like mengder kalkspat og dolomitt. Denne sammensetning er typisk for Kvitvola-dekkets karbonatbergarter. Chr. Oftedahls påvisning av konglomerat-skiferen vest for Øvre Rendals kirke (1952, s. 23) viser at Kvitvola-dekket kan følges nordover inn på nabokartbladet.

De grove trekk på begge sider av Rendals-forkastningen tilsvarer følgelig forholdene i syd, bare med den forskjell at vi her nord har det parautoktone Sparagmitt-dekkets bergarter (Moelv-sparagmitt og -tillitt) på østsiden av forkastningen mens vi har det alloktone Kvitvola-dekket på vestsiden, som i sin tid ble skjøvet frem over Sparagmitt-dekkets bergarter mens disse lå på sitt opprinnelige sted. Endog rester av Jotun-dekket er bevart på vestsiden; denne betraktning kan bl. a. bidra til å illustrere forkastningens spranghøyde.

Tabell 7.

Analyse av kalksten, forekomst ved mølle nederst i Hårrena, Hornset i Ytre Rendal.
Analysert Per Holmsen 1942.

	1.	2.
Uopløst	18,59 %	17,45 %
SiO ₂	0,21	0,52 NB.
CaCO ₃	36,55	36,31
CaMg(CO ₃) ₂	43,75	43,38
Sesquioxyder	0,90	1,74
	100,00	99,40

1. Oppløst i kald HCl,2N

2. Oppløst i varm HCl,2N

NB. Avrykning av SiO₂ visstnok utført litt for kraftig, idet der ikke ble noe tilbake etter avrykning med HF og H₂SO₄.

Lys sparagmitt øst for Bjørånes.

I Raufjell og Viengskletten forekommer det ovenpå den parautoktone sparagmittserie en lys meget sterkt presset sparagmitt. Den er til dels klastisk med millimeterstore feltspatkorn. Som oftest er den sterkt presset og oppsprukket i forskjellige retninger. Disse sprekker er ofte fylt med kvarts. Selve skyvekntakten er funnet i Viengsklettens sydvestskrent i en stor brenne. Her kommer i en mektig brattvegg den lyse sparagmitt i direkte kontakt med den røde Moelv-sparagmitt. Kontaktflaten er horisontal, men svakt bølgende. Over flaten kommer ubestemmelige, sterkt pressete skifre som etter hvert oppover går over i lys klastisk sparagmitt.

Mot nord stopper Kvitvola-dekket opp mot Viholmskletten; det går her antageligvis opp i luften. Mot øst faller dekket inn under øyegneisen. Grensen går gjennom Gammelstutjern og følger bekken fra dette sydover. Like øst for bekken, hvor høyden 671 begynner å falle bratt ned mot dalen, forekommer grensen blottet. Den er utpreget tektonisk, idet sterkt utgnidd øyegneis og sparagmitt veksler flere ganger i 1—10 m tykke soner. Merkelig nok har Bjørlykke (1905, s. 75) i et profil over dalsiden her antatt at øyegneisen faller inn under sparagmitt i vest.

Mot sydøst er Kvitvola-dekkets bergarter blottet i Månkampens



Fig. 18. Storelvdal mot NNV, sett fra Gunhildsstuen; til venstre Ulvbergkletten, deretter kommer i bakgrunnen Viengkletten og Månkampen. I forgrunnen i midten: Koppanghamren. Fot. Chr. O., 2/7 1953.

The valley of Storelvdal, seen northwards from Gunhildsstuen. To the left Ulvbergkletten; in the centre (foreground) Koppanghamren, in the background Viengkletten, continuing into Månkampen to the right.

sydskrent og i Tresa og Rokkas nedre løp. Blotningene her i de nevnte elver hører til Koppang-feltets utvikling, mens Månkampen synes å betegne en overgang. Bergbygningen her er meget innviklet som det sees av fig. 19. Meget mørkegrå, sterkt pressete og muskovitt-rike sparagmitter forekommer som to mektige lag på minst 100 m hver, med et 10—20 m lag av Jotun-bergarter imellom. Dette må utvilsomt bety en gjentakelse av lagrekken. Tektonikken omtales senere.

Mora-sparagmitt.

Som nevnt s. 83 er den lyse sparagmitt som finnes i Varpåsen, Mora og nordover til Grønkampen regnet for å høre til Kvitvola-

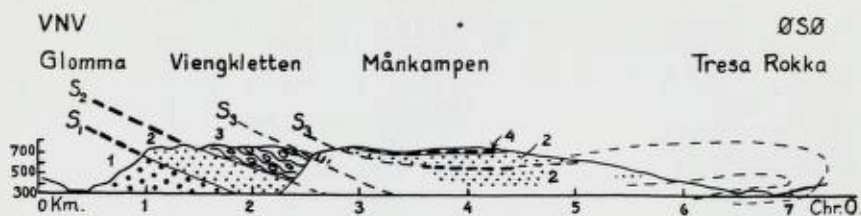


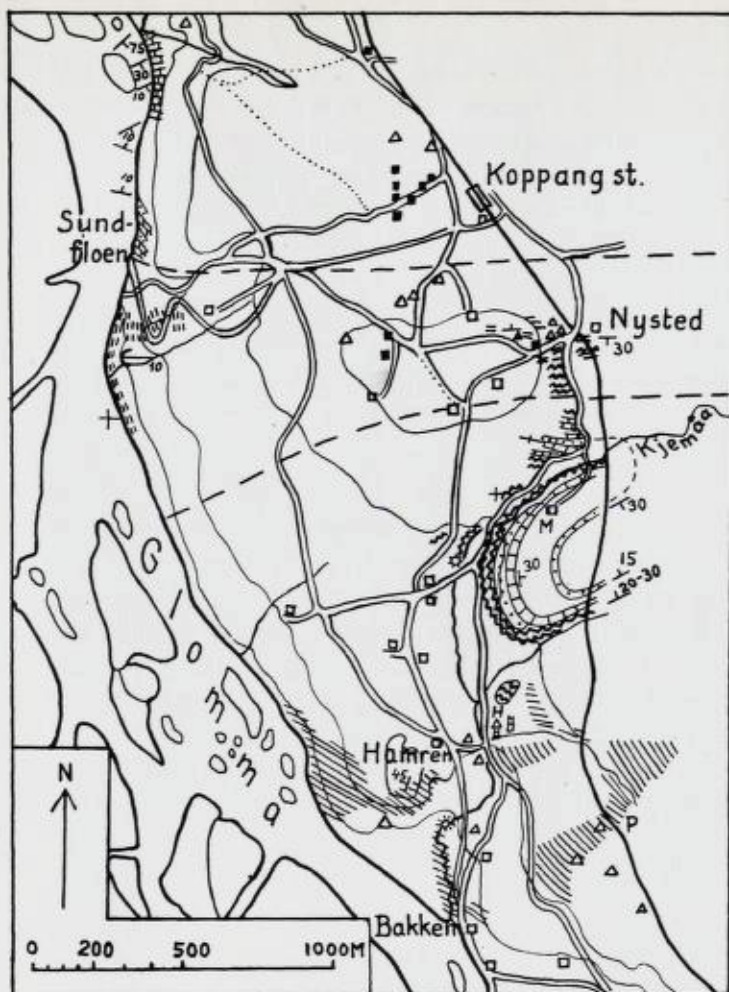
Fig. 19. Profil gjennom Viengkletten og Månkampen. 1. Rød Moelv-sparagmitt. 2. Lys, presset sparagmitt. 3. Øyegneis. 4. Gabbro. S_1 og S_2 . Hovedskyveplan for Kvitvola-dekket og Undre Jotun-dekke. S_3 . Skyveplan for takstensstrukturen.

Section through Viengkletten and Månkampen. 1. Red Moelv sparagmite. 2. Light, sheared sparagmite. 3. Augen gneiss. 4. Gabbro. S_1 and S_2 . Thrust planes of the Kvitvola nappe and the lower Jotun nappe, respectively. S_3 . Thrust planes of the imbrication structure.

dekket. De nevnte steder er den upresset eller svakt presset. Den sterkt pressete sparagmitt i Tresa og Rokka (ovenfor skifrene) må imidlertid antas å tilhøre samme kompleks, og i de siste lokaliteter har vi høyst sannsynlig med Kvitvola-dekkets sparagmitt å gjøre. Derfor regnes her Moras sparagmitt til Kvitvola-dekket, skjønt den er tydelig forskjellig fra de mer pressete lyse sparagmitter syd for Kjemsjøpasset, hvor vi sikkert har Kvitvola-dekket.

Koppangfeltets dolomittbergarter, skifre etc.

Det som her kalles Koppang-feltet er et område med sparagmitt, dolomitt, karbonatrike og fyllittiske skifre og konglomeratskifre. Disse bergarter forekommer omkring Koppang og i alle fire himmelretninger med Koppang som sentrum, nemlig nordover langs østre Glombredd opp til Tresa og Rokkas munning, østover over Kjemsjøpasset til Lien og Rangkløphammeren ved Storsjøen, sydover ned til Bakken ved Glomma og vestover til Svartåsen og Tørråsen på Glommas vestsida. Dette felt er overmåte komplisert bygget med raskt vekslende lag. Det ser ut til å bestå av to forskjellige facies. Den ene facies har assosiasjonen mørke karbonatskifre og sparagmitt. Disse bergarter finnes i Tresa og Rokka og ligger her over øyegneis og grønnskifer åpenbart tilhørende Jotun-dekket, og i strøket fra Sundfloen over Nysted og Kjemsjøpasset til Lien og








-  Karbonatskifer
-  Lys, presset sparagmitt
-  Dolomittmarmor
-  Muskovittskifer
-  Konglomeratskifer

Fig. 20. Geologisk kartskisse over Koppangstrøket. Området for karbonatskifer-facies over Nysted er avgrenset med streket linje.

Geologic sketch map of the Koppang district. Broken lines mark the supposed boundaries of the carbonate schist facies.

Storsjøen. Kjemiske analyser (se side 110-111) viser at disse mørke karbonatskifre som man før kalte kalkskifre, inneholder mest dolomitt, dels også magnesitt, slik at de her kalles karbonatskifre.

Den annen facies består av hvite og røde dolomittmarmor, i vekslende lag med kvartsittisk sparagmitt og i forbindelse med dolomittisk og fyllittisk skifer som inneholder spredte boller av forskjellige slags bergarter, den såkalte konglomeratskifer.

I det følgende skal jeg beskrive de fire områder som bergartene forekommer i. Deretter beskrives deres gjensidige tektoniske forhold og deres mineralogiske og kjemiske oppbygning.

Den sentrale del av Koppangfeltet er fremstilt i en kartskisse, fig. 20.

Tresa og Rokka. Bjørlykke (1905, s. 68—73) har i stor detalj beskrevet forholdene nederst i elvene Tresa og Rokka og hvor de løper sammen. Særlig i Rokka har vi blottet en meget klar og enkel lagfølge. Et profil hos Bjørlykke (s. 69) viser lagene i Rokka, og grensen mellom kvartsskifer (presset sparagmitt) og øyegneis er fotografert (s. 70). Bergartene er meget sterkt tektonisk medtatt. Selv sparagmittlaget er sterkt knudret, til dels småfoldet, hvilket tyder på sterk bevegelse. Øyegneisen i Tresa er ikke homogen som den som danner underlaget i Rokka. De mer ubestemmelige overganger fra gneis til øyegneis har i Tresa en benk av en hornblende-

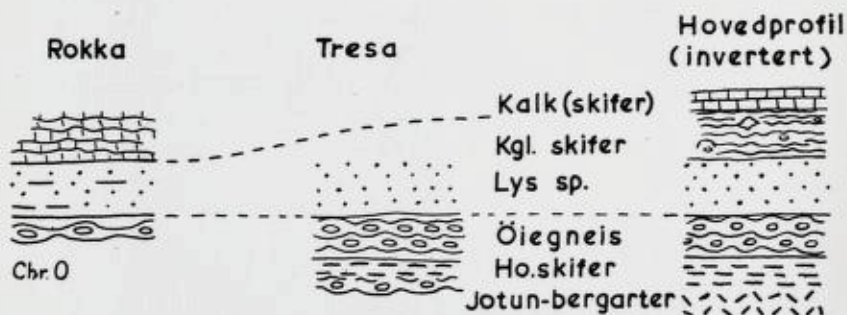


Fig. 21. Lagfølgen i Rokka og Tresa, skjematisk fremstilt. Til sammenligning det generelle hovedprofil i invertert stilling.

Succession of beds in Rokka and Tresa, compared with the inverted, generalized section.



Fig. 22. Et rent karbonatlag i skifer, oppbrudt og lagt i slepefolder (drag-folds). Veiskjæring sett mot øst, 200 m opp for fergestedet, Sundfloen.

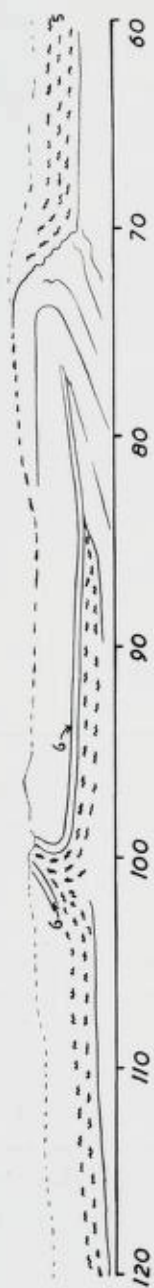
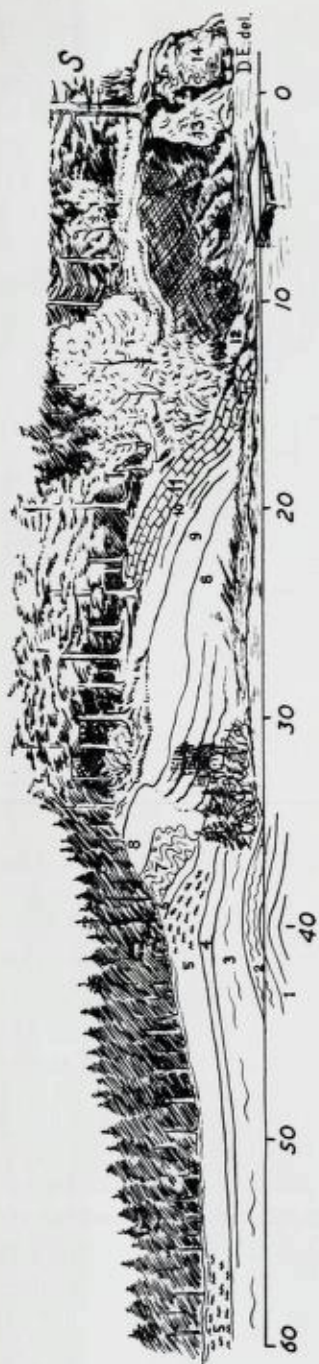
Fot. Chr. O., 1/9 1942.

Drag-folds, developed by thrust from north, in a pure carbonate layer in carbonate schist. Road-cut, looking east, 200 m from Sundfloen, Koppang.

skifer av samme type som vi har i Jotun-dekket lenger nord. Det ser derfor ut til at øyegneisen også her er knyttet til Jotun-dekket.

Lagfølgen er vanskelig å forstå. Selv om en antar at den primære lagfølge er gjentatt, er det vanskelig å få et sannsynlig resultat. Det er derfor en mulighet for at lagene ligger invertert, slik som antydnet i fig. 21. Da fåes samme lagfølge som den Holvedahl (1921, s. 41) har beskrevet flere steder i Engerdal hvor Kvitvola-dekket ligger flatt og ufoldet.

Sundet—Nysted—Lien. Mellom Sundet og Sundfloen ved Glomma er det langs vegen blottet en mørk karbonat-skifer i vegskjæringene. Den er sterkt foldet, og foldene har dels karakter av trappe-trinn som kommer ned fra nord. Slepefolder (dragfolds), se fig. 22, tyder også på at lagene her er skjøvet fra NNV ned i en fordypning i underlaget. Foldningsaksene peker rett øst mot Nysted, hvor en



lignende sterkt foldet karbonatskifer forekommer i jernbaneskjæring og vegskjæring.

En lignende mørk karbonatskifer er funnet 2 km øst for Kjem-sjøen av Per Holmsen. Den viser klart at karbonatskiferen fra Lien og ned til Storsjøen, best blottet i Rangkløpammeren, henger sammen med de lignende bergarter ved Koppang over Kjemsjøpasset slik som antatt av Bjørlykke (1905, s. 86). Like øst for jordene på Lien fant jeg en benk av hvit marmor. Lenger nedover mot Storsjøen fant Per Holmsen blokker og kompakte benker av en gråblå karbonatbergart. Langs Sagbekken forekommer en skifer som har primær lagning, med svakt fall mot nord på ca. 30°, men den har mange steder en tydelig utviklet skifriighet som faller loddrett med strøk øst-vest.

En spesielt rar karbonatbergart finnes i blotning ved veien til Lien ca. 100 meter nord for gården. Her stikker det så vidt frem en grå, skifrig bergart som forvittrer til et grått pulver. Den viser seg ved kjemisk analyse å være en karbonatbergart med 70 % magnesitt.

Østre Glombredd nord for Sundfloen. Rett opp for bryggen på fergestedet ved Sundfloen står en sterkt rød dolomitt i en vertikal vegg. Dolomitten er uhyre intenst foldet (se fig. 24). I de utmerkete blotninger 40 m videre nordover forekommer en rekke forskjellige lag. Deres stratigrafi og lagstilling fremgår av fig. 23.

Fig. 23. Profil langs østre strand av Glomma fra fergestedet ved Sundfloen og nordover. De første 60 m er tegnet etter fotografi, resten er noe skjematiskert. Identifiserbare lag er nummerert, de andre er mest sparagmittbenker. Lagfølge: 1. Massive benker av lys sparagmitt med opp til 40 % karbonat. 2. Sparagmittskifer, med kvartsittbenk. 3. Sparagmitt, noe vekslende, med karbonatgehalt (?). 4. Sparagmittbenk. 5. Sparagmittlag, meget sterkt oppknust og småkrøllet. 6. Sparagmittbenk. 7. Foldete lag av skifer og karbonat. 8. Tykke benker av kvartsitt, sparagmitt og karbonatsparagmitt. 9. Sparagmittbenk. 10. Skifersone. 11. Benk av magnesittholdig dolomittkvartsitt. 12. Intenst småfoldet skifer. 13. Foldet og oppknust dolomittskifer. 14. Ren, sterkt rød, isoklinalfoldet dolomitt (fig. 24).

Section along eastern shore of Glomma, from Sundfloen and northwards, partly drawn from photographs. 1. Carbonate-bearing sparagmite. 2. Sparagmite schist. 3. Sparagmite, with some carbonate. 4. Bed of sparagmite. 5. Sparagmite, intensely crushed. 6. Bed of sparagmite. 7. Folded schist and dolomite in alternating layers. 8. Beds of quartzite, sparagmite and carbonate sparagmite. 9. Sparagmite. 10. Schist. 11. Magnesite-bearing dolomite quartzite. 12. Intensely folded schist. 13. Folded and crushed dolomite schist. 14. Pure, red dolomite, in isoclinal folds (fig. 24).



Fig. 24. Liggende folder i intenst foldet dolomittmarmor, øverste lag i profilet fra Sundfloen mot nord («14» i fig. 23). Fot. Chr. O., 1/8 1943.

Intensely folded dolomite marble, layer 14 of fig. 23.

Nordenfor profilet er lagene ikke så sammenhengende blottet, og detaljstratigrafien er ikke utredet. De vekslende lag av sparagmitt, sericittrik skifer og urene dolomittmarmorlag ligger nesten flatt og svarer, i alle fall delvis, til lagene vist i fig. 23. Nordligst (syd for den lille bekk nordligst på kartskissen, fig. 20) forekommer en minst 10 m tykk dolomittmarmor som nærmest bekken får syddlig fall.

Tektonikken innen denne lagserie er dels preget av bevegelse som en massiv plate, og dels av bruddene i denne plate, med små oppskyvninger fra N. Fig. 25 viser et eksempel på den finstruktur som kan utvikle seg ved slik skyvning, idet et lite kvartsittlag i bløtere skifer brytes opp etter et «skjær-mønster» (shear-pattern).



Fig. 25. Skjærstrukturer i sandig karbonatskifer. Glomstranden, ca. 200 m nord for fergestedet, Sundfloen. Fot. Chr. O., 2/8 1943.

Shear structures in sandy carbonate schist, ca. 200 m north of Sundfloen.

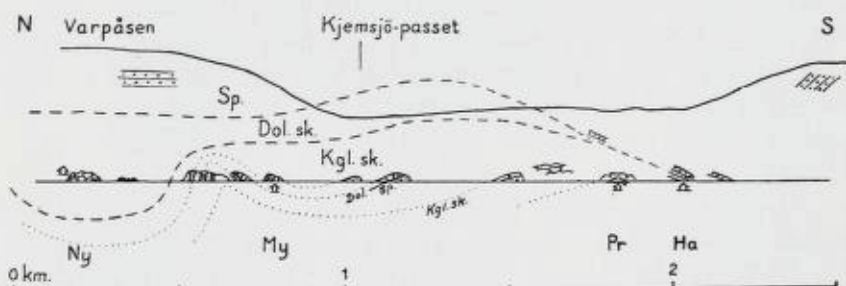


Fig. 26. Noe skjematisert profil langs jernbanelinjen syd for Koppang stasjon. Sp.: Sparagmitten i den overliggende del av Kvitvola-dekket. Dol.sk.: Dolomittiske skifre, etc. i øvre facies av Koppangbergartene. Kgl.sk.: Konglomeratskifer, dolomittmarmor, etc., undre facies av Koppangbergartene. Profiliet i fig. 23 er prinsipielt den nordlige fortsettelse. Ny — Nysted, My — Myrberget, Pr — Prestegårdsstua, Ha — Haugen.

Schematical section along the railway track south of Koppang station. Sp.: Sparagmites of the upper part of the Kvitvola nappe. Dol.sk.: Upper facies of the Koppang rocks. Kgl.sk.: Lower facies of the Koppang rocks. The northern continuation of the section is principally presented by fig. 23.

Myrberget—Bakken. Den mest interessante del av Koppangfeltet er de nokså samenhengende blotninger syd for jernbanelinjens overgang over Kjemåa, omkring Myrberget og ned langs Kjemåa til Hammeren og Bakken ved Glomma. Stratigrafien lar seg noenlunde lett utrede, fordi bergartene danner en enkel skål.

Øverst har vi en skål med kvartsittisk sparagmitt øst for Myrberget. Denne skål skjærer jernbanelinjen på to steder. Under denne finner vi en tilsvarende skål med rød og hvit dolomittmarmor. Den er ganske tynn i jernbaneskjæringen ved Kjemåa, ca. 5—10 m, men øker i tykkelse og er sydvest for Myrberget kanskje 50 m mektig. Tykkelsen avtar igjen til den sydlige skjæring ved jernbanelinjen. Dette dolomittlag er det mektigste lag med ren dolomitt som forekommer i Koppangfeltet og innen de beskrevne kartblader. Under denne skål med dolomitt ligger så en benk med kvartsittisk sparagmitt hvis maksimale tykkelse er 3—5 m. Disse tre lag er meget lett erkjennbare i et profil vest for Myrberget, mens deres sydlige skjæring med jernbanelinjen ikke er så typisk. Her har vi øverst en kvartsittisk sparagmitt, og under denne nærmest en blanding av lag av nesten ren dolomitt i dolomittskifer som til dels går over til nokså ren sparagmittisk bergart.

Der hvor riksvegen følger Kjemåa nordvest for Myrberget, forekommer under den sist nevnte sparagmitt lag av en meget muskovittrik skifer. Like på sydsiden av Kjemåa hvor gårdsvegen til Myrberget krysser denne er bergarten så muskovittrik at den føles som en talkskifer mellom fingrene. Den synes dog ikke å inneholde talk eller andre magnesiasilikater. Sydvest for den beskrevne skål kan vi følge muskovittrike til muskovittfattige skifre nedover i lagene ned til Hammeren og Bakken. I riksvegens skjæringer langs Kjemåa inneholder skiferen særlig store krystaller av svovelkis, opptil 5 cm store. Mindre krystaller er ikke sjeldne i skifrene i dette strøk. Like sydvest for skålen begynner det å forekomme erkjennbare bruddstykker og boller av andre bergarter i skiferen. Et par hundre meter nordøst for Hammerstad er det tydelig å se dolomitt- og granittboller i en dolomittisk skifer. I vegskjæringene syd for Hammerstad og i jernbaneskjæringen ved Prestegårdsstuen er den typiske konglomeratskifer blottet slik den er beskrevet detaljert av Tørnebohm (1896, s. 31) og Bjørlykke (1905, s. 63—65). Særlig vakkert er den blottet i den store sving i riksvegen sydvest for Prestegårdsstuen, se fig. 27. Både her og i stenbrudd i Hammerens



Fig. 27. Koppangs konglomeratskifer, med store, spredte blokker av gneiser (hammeren), hvit dolomittmarmor (mest linseform), etc. Stor veiskjæring i riksveien, mellom Bakken og Prestegårdsstuen. Fot. Chr. O., 8/8 1943.

The Koppang conglomerate schist, with scattered, large boulders of gneisses (hammer) and white dolomite marble (drawn out to lense shape). Road-cut at the highway, between Bakken and Prestegårdsstuen.

syd- og sydvest-side forekommer bollene meget spredt. De kan bli opptil $\frac{1}{2}$ m store i diameter. De består av sterkt pressete gneiser, granitter og hvite dolomitter samt kvartsitter.

Detaljerte profiler langs jernbanelinjen fra Nysted og sydover er tegnet av Bjørlykke (1905, s. 63). Bjørlykkes profiler er meget nøyaktig tegnet, derfor ble det vanskelig for ham å fastslå hvilke avdelinger hørte sammen, og han kunne ikke kommentere Tørnebohms kartskisse eller supplere den på noen måte. På fig. 26 har jeg tegnet et noe teoretisk profil over den samme strekning som Bjørlykke. Her fremtrer skålen ved Myrberget, og som et nytt trekk antiklinalen nord for denne ved Kjemåa. Det er nemlig tydelig at nordvest for riksvegen har vi i steile lag de samme lag som danner Myrbergets skål. Dermed får vi også en hel sammenheng i feltet. I skjæringene ved riksvegen mellom Kjemåa og Nysted har vi antageligvis kontakten mellom de to facies av Koppangbergartene.

Grenseforholdene syd for Nysted sier ikke meget om hvilken av

de to facies som ligger øverst. Et visst holdepunkt har vi i skjæringene like opp for Sundfloen hvor dolomitten synes å falle ned under dolomittskifrene sønnenfor, og disse dolomittskifre har en trappetrinnsstruktur som går opp mot nord. Det ser således ut som de her har blitt skjøvet ned i en synklinal av den underliggende dolomitt-konglomeratskifer-facies.

Koppangfeltets bergarter har bare ett sted kontakten blottet mot Kvitvola-dekkets pressete sparagmitt, nemlig i jernbaneskjæring ved Haugen. Lagstillingen tyder på at sparagmitt overleirer konglomeratskiferen. Videre er dette sannsynliggjort ved at den lyse sparagmitt som finnes i Djupdalen også har svakt sydlig fall. Fig. 26 gir således uttrykk for at Koppangfeltet synes å være en sammenklemming av de bløte bunnlag i Kvitvola-dekket, enten i en grop i underlaget eller ved en oppsamling p.g.a. høyere land lenger mot sydøst. Betydningen av de to facies av Koppang-bergarter er usikker. Etter hva som er kjent fra de underste lag i Kvitvoladekket i Engerdalen, veksler disse lag ganske sterkt fra sted til sted. Og de to facies innen Koppangfeltet kan derfor være nokså beslektede eller behøver ikke nødvendigvis utgjøre hva vi forstår ved direkte forskjellige facies.

Til slutt skal nevnes en særlig interessant bergartssone, nemlig den sterkt rødforvitrende skiferbergart som synes å høre til den aller øverste del av dolomitt-konglomeratskiferserien. Som nevnt er den øverste dolomitt ved Sundfloen sterkt rødfarget. Lignende dyp rød farge har visse skifre i riksvegens skjæringer mellom jernbaneovergangen og Kjemåa. Skolebestyrer Streitlien fant i 1935 en særlig sterkt rødbrun bergart oppgravd fra jordene øst for jernbanelinjen (100 m vest for Fylkesskolens bestyrerbolig). Per Holmsen undersøkte en prøve og fant at den inneholdt finkornete aggregater av et ukjent mineral, hvis optiske egenskaper, særlig lysbrytningsindeks, kunne tyde på at det var et fosfatmineral. Et optisk spektrogram ble tatt av prof. Ivar Oftedal, som fant at prøven inneholdt så vidt betydelig fosfor (2—3 %) at et av bergartens mineraler måtte inneholde fosfor som en viktig komponent.

Den rødbrune bergart ble så kjemisk analysert, se tabell 8. Det beregnede apatittinnhold er hele 6.85 %. En rødbrun dolomittmarmor fra Sundfloen har en ikke ubetydelig fosforgehalt. Det ser således ut til at det har vært en periode med fosforanrikning som avslutning på dolomitt-konglomeratskiferserien.

Tabell 8.

Fosforanalyser.

Analysert frk. Erna Christensen, juni 1953.

	P ₂ O ₅	Beregnet apatitt (vekt %)
Yt.R.209	0,46	1,11
Yt.R.432B	2,85	6,85

Yt.R.209 (se tabell 9).

Yt.R.432B Rød skifer, 100 m ned for bestyrerbolig, Fylkesskolen Koppang.

Svartåsen—Tørråsen. I Svartåsen og Tørråsen på vestsiden av Glomma forekommer også Koppang-bergarter. Det er helt vesentlig kvartsrrike muskovittskifre; i få horisonter inneholder de bruddstykker av granitt, gneis og dolomitt. Ett tykkere dolomittlag er også funnet (se analyse, tabell 9, s. 110-111). Strøket representerer åpenbart en fortsettelse av Myrberget—Bakkenfeltet på skrå over Glomma. Bergartene er for det meste beslektet med Hammerens kvartsrrike muskovittskifer. Den eneste kontakt mot omgivende bergarter er langs Svartåsens sydlige utløper nedover langs Skjærbekken. Den lyse sparagmitt som forekommer i Snippen fortsetter nordover langs Skjærbekken i flat lagstilling og synes å få sydlig fall nærmere Svartåsen slik at den lyse sparagmitt i Snippen altså skulle ligge over Svartåsens og Tørråsens bergarter. Det er dog usikkert om dette er den lagstilling som svarer til lagfølgen innen Kvitvola-dekket eller om det er resultat av den senere sammenskyvning.

**Petrografisk beskrivelse og kjemisk sammensetning
av Koppangfeltets bergarter.**

Petrografi. Det meget sterkt vekslende Koppangfelt med sine dolomittmarmor, skifer, konglomeratskifer etc. har en sterkt vekslende petrografi med visse interessante trekk. Nedenfor skal det kort redegjøres for mikroskopobservasjoner over dolomittskifrene, dolomittmarmorene, sparagmittbenkene i dem og til slutt konglomeratskifrene.

De kalkstenslignende dolomittskifer i Tresa og Rokka samt i strøket Sundfloen—Nysted er alle meget finkornige. De er bemerkelsesverdige ved bare å holde kvarts, karbonat og ikke feltspat. Dette

tyder på et avsetningsmiljø hvor vi har fått dannet karbonater og har fått avsatt klastisk kvarts fra et landområde med meget lang tids forvitring slik at all feltspat er blitt borte.

Av dolomittmarmorene er noen nesten helt rene, d.v.s. de inneholder 90—97 % karbonat. Resten er da spredte kvartskorn eller kvartsårer. Dertil har vi de marmorartede benker som inneholder 50 % karbonat eller mindre. Her har prøve nr. 209 ikke feltspat, men bare kvarts, mens nr. 210 har ca. 10 % mikroklin, altså en sparagmittilblending til karbonat. Forøvrig er kvartsen meget finknust til et grus slik at de grove karbonatkorn nok er rekrystallisert under skyvningen. Dette gjelder da sannsynligvis alle dolomittmarmorbenker, og dette er et felles trekk som skiller dem fra de meget finkornige dolomittskifre.

De lyse, kvartsittaktige benker som forekommer sammen med dolomittmarmorene, er meget sterkt pressede sparagmitter. Noen av dem har fremdeles klastiske mikroklinkorn i behold, mens de fleste ser ut til å ha blitt så sterkt presset at kvartsen er blitt til et fint grus og til dels begynt å nykrystallisere som i en kvartsitt, mens feltspaten er blitt omvandlet til muskovitt.

Koppangs konglomeratskifer består helt vesentlig av mineralene kvarts, muskovitt og kloritt. Dertil finnes karbonater i vekslende gehalter. I de meget bløte skifre som ligger øverst i denne serie, er muskovitt og kloritt dominerende helt opptil 70—80 %, mens de avtar i gehalt nedover i lagrekken, og i Hammerens nokså hårde, fyllittiske bergart er kvartsen dominerende. Denne kvarts er bestandig oppknust mer eller mindre til et fint grus eller mørtel. Av aksessoriske mineraler er foruten de vanlige ertsmineraler svovelkis det viktigste. Dertil kan nevnes de fosfatmineraler som først ble påvist av Per Holmsen og som utvilsomt er med på å farge den øverste del av den såkalte konglomeratskiferfacies meget rød.

Kjemisk sammensetning. De allerede publiserte analyser av karbonatskifre underst i Kvitvoladekket viser varierende og til dels uvanlig sammensetning. Jeg har derfor fått foretatt en rekke analyser av karbonatbergarter for å undersøke i hvilken grad Koppangfeltets marmor og karbonatskifre inneholder henholdsvis kalkspat, dolomitt og magnesitt som karbonatmineraler. Resultatet fremgår av tabell 9. Tabellen viser følgende hovedresultater:

1. Dolomitt er hovedmineralet i såvel de hvite og røde marmorbergarter som i de blågrå kalkskiferlignende bergarter.
2. Ved siden av dolomitt forekommer enten kalkspat eller magnesitt, men gehalten er relativt liten og synes å variere helt tilfeldig. Således har den blå karbonatskifer under jernbanebroen i Rokka nesten 15 % magnesitt mot 17 % dolomitt, mens en helt lignende skifer i vegskjæring ovenfor Sundfloen har 22 % kalkspat mot 43,5 % dolomitt. Det nesten mest overraskende utslag viser en sterkt utklemt hvit marmorbolle i konglomeratskiferen sydvest for Hammeren. Her er det hele 18 % kalkspat, mens en skulle nærmest vente en helt ren dolomittmarmor.
3. De karbonatholdige bergarter viser alle overganger fra helt rene karbonatbergarter til skifre som fører bare en liten karbonatgehalt.
4. En helt eksepsjonell sammensetning viser en gråblå svakt skifrig bergart som forekommer ved gårdsvegen like ved Lien. Den inneholder 72 % magnesitt og 22 % dolomitt, altså en dolomittholdig magnesittbergart. Den eneste kjente parallell til denne bergart stammer fra Hylleråsen i Engerdalen, hvor Meinich (Holtedahl, 1922, s. 7) har funnet en karbonatbergart som viser seg å være en uren magnesitt med 80 % magnesiumkarbonat. En ny analyse anført av Holtedahl (1922, s. 28—29) viser en lignende sammensetning.

De analyser som er anført av Holtedahl (1922, s. 28—29) viser at Biri-kalken hvor den forekommer, har en sammensetning som varierer fra ren kalkspatbergart til kalkrik dolomittbergart eller nesten ren dolomitt. Derimot synes Biri-kalken ikke å være magnesittførende. Det kan derfor sluttet som en hovedregel at Biri-kalkhorisonten varierer i kjemisk sammensetning fra 100 % kalkspat til kalkspatførende dolomitrik bergart. Derimot har Kvitvola-dekkets karbonatbergarter som forekommer i basis av dekket, sammensetning bestandig omkring dolomitt og ofte med større eller mindre gehalt av magnesitt, i sjeldnere tilfelle meget høy gehalt av magnesitt.

Tabell 9.

Karbonatanalyser.

Prøve nr.	Beregnete Karbonater			Uopp- løst	Kjemiske analyser			Gløde- tap	Sum
	CaCO ₃	CaMg (CO ₃) ₂	MgCO ₃		CaO	MgO	CO ₂		
Stor. 60	42,75	2,95	—	47,08	24,87	0,64	—	—	—
Yt.R. 429	19,02	2,24	—	74,05	11,34	0,49	—	—	—
» 431	1,95	30,07	—	64,67	10,17	6,56	—	—	—
» 145	—	17,15	14,70	62,58	5,18	12,02	15,87	—	95,65
» 146	—	90,95	—	(9,05)	27,62	19,93	(43,4)	—	—
» 147	—	17,74	5,65	—	5,39	13,26	11,38	16,37	—
» 214	—	70,65	10,05	15,74	21,47	20,79	38,94	—	96,94
» 215	22,10	43,50	—	—	—	—	—	—	—
» 502A	—	79,30	3,25	12,00	24,13	20,05	39,86	—	96,04
» 502B	—	6,58	26,44	65,79	1,98	14,21	16,83	—	98,71
» 503	—	22,00	72,30	4,27	6,71	39,44	48,18	—	98,60
» 167	—	97,04	—	—	30,21	21,49	45,34	—	—
» 168	—	89,20	—	—	—	—	—	—	—
» 169	—	90,60	—	—	—	—	—	—	—
» 209	—	32,83	8,35	40,97	13,65	13,81	—	—	—
» 210	—	42,39	—	55,00	12,75	9,39	—	—	—
» 217	2,30	93,16	—	2,57	29,68	20,37	45,30	—	97,92
» 219	0,95	88,30	—	10,72	27,33	19,28	42,61	—	99,94
» 289	5,52	55,35	—	33,63	19,88	12,10	30,08	—	95,69
» 149B	—	84,05	—	—	28,17	17,56	—	41,90	—
» 165A	17,72	66,95	—	—	30,66	16,47	39,74	41,75	—
» 165B	1,80	6,27	—	—	2,90	2,73	—	3,80	—
» 608	1,00	—	—	97,94	0,53	—	—	—	—

Birikalk:

- Stor. 60 Lys kalk med skiferstriper. Jernbaneskjæring ved vanntårnet, Stai st.
 Yt.R.429 Grå, stripet kalkholdig sparagmitt. Nederst i Rokåen.
 » 431 Hvit dolomitt-sparagmitt. 500 m SV 1116, Gråfjellet.

Lys sparagmitt i sonen Malmskarvola—Storåsen.

En sone med lys, sterkt presset sparagmitt går tydeligvis fra Snippen mot VNV over Malmskarvola. Den forsvinner antageligvis i Tittilsjøfjellet. Denne sonens grense mot Fron-sparagmitt syd for store Snippen er nevnt tidligere. Sonen fortsetter fra Snippen mot nord langs Kvernbecken til Svartåsen, hvor de karbonatholdige skifre synes å ligge under sparagmitt.

Dolomittskifer:

- Yt.R.145 Lysegrå dolomittfyllitt. Under jernbanebro, Rokka.
» 146 Lysegrå dolomittskifer. Under veibro, Rokka.
» 147 Mørkegrå dolomittskifer. Jernbaneskjæring ved Nysted.
» 214 Mørkegrå dolomittskifer. Glomstranden, 300 m S for Sundfloen.
» 215 Mørkegrå dolomittisk skifer. Veiskjæring 300 m opp fra Sundfloen.
» 502A Gråblå dolomittskifer. 300 m Ø for Lien.
» 502B Hvit magnesittisk sparagmitt, benk i 502A.
» 503 Grå, uren magnesitt. Ved gårdsvei, 100 m N for Lien.

Dolomittmarmor:

- Yt.R.167 Sterk rødfarget. Veiskjæring, gårdsvei til Myrberget.
» 168 Sterkt rødfarget. Øverst i brudd, 100 m NV for Myrberget.
» 169 Sterkt rødfarget. 2 m lavere enn 168.
» 209 Brunrød. 5 m N for bryggen, Sundfloen (No. 11. Fig. 23).
» 210 Gråvit. 20 m N for bryggen, Sundfloen (No. 8. Fig. 23).
» 217 Lyserød. Ved Glomma, 60 m N for Sundfloen. (På profilets 70 m. Fig. 23).
» 219 Hvit. Ved Glomma, 500 m N for Sundfloen.
» 289 Stripet, gråhvit. I bratteste østskrent, Svartåsen.

Konglomeratskifer:

- » 149B Rød dolomittlinse.
» 165A Utgnidd dolomittbruddstykke i 165B.
» 165B Kvartsrik fyllitt. Stenbrudd ved Glomma, SV for Hamren.
» 608 Fra hvit kalksandsten. 1,5 km ned for Storfallet, Trya.

Følgende analyser er utført ved Mineralogisk Institutt's laboratorium av frk. Astrid Thorkildsen i

1945: Yt.R. nr. 146, 147, 149, 165A, 165B, 167, og i

1946: 168 og 169 (analysetallene gått tapt), 215.

Følgende analyser er utført ved N.G.U.'s laboratorium av frk. Erna Christensen og Rolf Larsen i 1953:

Yt.R. nr. 145, 209, 210, 214, 217, 219, 289, 429, 431, 502A, 502B, 503, 608 og Stor. nr. 60.

Lyst grønnlig, sericittrik sparagmitt dominerer i Tryas gjel nedenfor Storfallet. Lagserien her er kompleks, se fig. 30 og 31. Forekomst av spor av konglomeratskifer og øyegneis tyder på gjentatt lagrekke av Kvitvola-sparagmitt.

Denne sparagmittsone fortsetter østenfor Glomma og inntar hele fjellryggen mellom Glomma og Storsjøen, fra Kjemsjøen og sydover. Sydgrensen settes i overensstemmelse med Bjørlykke (1905, profil



Fig. 28. Asrygger av sparagmitt, sett fra n.Høgda mot nord.

Ridges of sparagmite, seen from n.Høgda to the north.

på s. 89) langs en linje som kommer ned ved Landet. Grensen i østskråningen ned mot Storsjøen er mer usikker.

Et typisk trekk ved denne sparagmittsone er at den inneholder lag med ren jernglans eller tynne jernglansrike soner med fiolett farge på forvitret overflate. Malmskarvola har fått sitt navn fordi det i den lyse sparagmitt forekommer linser av ren jernglans, opptil 10—15 cm tykke. De er tydeligvis rester av sammenhengende lag, nå presset ut til linseform. Mer sammenhengende, men tynnere striper er å se mange steder i Snippets østskrent. I Kvernbekkens nedre løp finner man i løse blokker meget hyppig jernglanssoner opptil 10 cm tykke i den lyse sparagmitt. I blotninger nær riksvegen mellom Øien og Gunhildstuen forekommer 1 cm tykke soner. Lignende soner er observert av Per Holmsen ikke langt fra Lienseter nær Storsjøen i det samme strøk. Gjennomgående er jernglansstripene parallele med bergartens skifrihet, men der er også observert tilfelle hvor de har en liten vinkel med skifriheten og et tilfelle hvor de vinkelen er 45° .

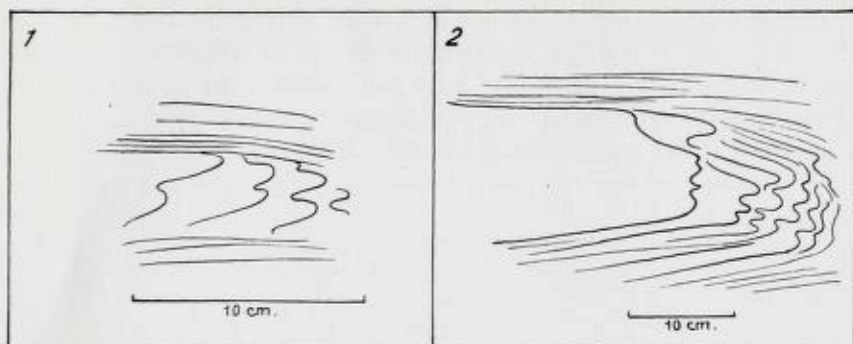


Fig. 29. Vanlige strukturer i tykkbenket sparagmitt fra nederste del av Kvitvola-dekket, høyt oppe i østsiden av I.Snippen.

Ordinary fold structures in thick-bedded light sparagmite in the lowermost part of the Kvitvola nappe. From the eastern of I.Snippen.

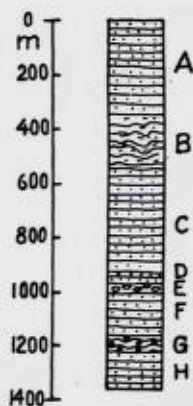


Fig. 30. Profil langs Trya. Lagserien A—H (se fig. 31) tilhører Kvitvola-dekket, lagene ovenfor det tektoniske brudd sannsynligvis den parautochtone serie.

Section along the river Trya. The series A—H (see fig. 31) belongs to the Kvitvola nappe, the rocks above the tectonic break most likely to the parautochthonous series.

Fig. 31. Lagserien i nedre del av Trya (se fig. 30), i henhold til den markerte skiffrighet som synes å falle sammen med den primære lagning. A. Sericittrik, presset sparagmitt. B. Småfoldet sparagmittskifer. C. Som A, nedover sterkt stenglig. D. Benk av hvit kalksandsten, minst 10 m. E. Øyegneiss, minst 20—30 m tykk. F. som A. G. Konglomeratskifer. H. Intenst presset, småbølget sparagmitt, underst helleskiferaktig.

The sequence of beds along the lower part of Trya, where the schistosity seems to coincide with the primary bedding. A. Sericite-rich sparagmite. B. Shaly sparagmite. C. As A. D. Bed of white sandy limestone. E. Augen gneiss. F. As A. G. Conglomerate schist. H. Strongly deformed sparagmite, flagstone at bottom.



Det er ikke tvil om at det her beskrevne sparagmittkompleks skiller seg tydelig ut fra sparagmittene omkring, og det er karakterisert ved sterk forskifring og holder ikke skifersoner, men jernglanssoner. Dets nære tilknytning til Koppangfeltets bergarter gjør det meget sannsynlig at det representerer Kvitvola-dekkets lyse sparagmitt, som etter skyvningen har fått sin dekkestruktur ødelagt ved en yngre tektonisk fase.

Undre Jotun-dekke.

Innledende bemerkninger.

Innen kartbladet Ytre Rendal forekommer flere områder med overskjøvete bergarter som er helt fremmed for sparagmittlagrekken. Disse bergarter omfatter grove øyegneiser, gabbrobergarter, pressede grønnstensbergarter o.a. Törnebohm (1896, s. 139—144) oppfattet disse bergarter som, sammen med en rekke pressede sparagmittbergarter, tilhørende et langt fremskjøvet skyvedekke som han kalte «Koppang-skollan». I profilene på sin tafl. 4 fremstillet han «Koppang-skollan», «Frønberg-skollan» og en rekke analogt byggede skoller som utligger av «den stora överskjutningen», «Seve-skollan», isolert fra hverandre gjennom denudasjon. Törnebohm tenkte seg at den store overskyvningen («Seve-skollan») også omfattet «Kvitvola-skollan» og de overskjøvete Jotun-bergarter, og hva som er viktig, også en stor del av de høymetamorfe bergarter i Trondhjemsfeltet, og han tenkte seg at den store overskyvningen hadde sin rot i den sentrale del av Trondhjemsfeltet. Foruten av Törnebohm er bergartene senere beskrevet av K.O. Bjørlykke (1905, s. 73—77, 81—83).

Under den geologiske kartlegging i 1943 fant Per Holmsen og Chr. Oftedahl samtidig og uavhengig av hverandre at der opptrer grovkornige anorthositt-bergarter sammen med de øvrige sparagmitt-fremmede bergarter i Ottauakampen og Månkampen. Lignende bergarter var tidligere kjent å forekomme i den av Törnebohm betegnede «Espedals-skollan», og lignende grovkornig anorthositt er beskrevet av Chr. Oftedahl (1944) fra Sulseter ved Vinstra. Dette og senere betraktninger har ført til at begge nærværende forfattere nå oppfatter samtlige de sparagmittfremmede bergarter i Ytre Rendal som utligger av «Undre Jotun-dekke».

Betegnelsen Undre Jotun-dekke er først brukt av Chr. Oftedahl

(1944, s. 200) for det av T. Strand (1941, s. 271) og senere forfattere betegnede «undre eruptivskyvedekke». Strand har senere (1951 a, s. 27) gitt dette dekke betegnelsen «Otta nappe» (Otta-dekket). Nærværende forfattere foretrekker betegnelsen Undre Jotun-dekke for å understreke dets regionale karakter.

I det følgende beskrives bergartene i de forskjellige utliggere av dette langveis transporterte fjellkjede-dekke.

Jotun-bergarter i strøket Kivfjell—Ulvbergkletten.

Bergartene i den vestlige del av Undre Jotun-dekke består for det meste av gabbro. Den er mer eller mindre omvandlet til en hornblendeskifer med grønt kornig utseende i håndstykke. Dertil forekommer små områder av en ultrabasisk bergart og anorthositt. I Kjølshjølbergene nær Atna stasjon forekommer en sedimentær grønnskifer av samme karakter som de grønne sedimenter i Trondhjemsfeltet.

Gabbroen forekommer i spredte blotninger mellom Kivfjell i nord og Ulvbergkletten i syd. Sistnevnte fjell er den største enkelte gabbroforekomst. De andre forekommer i toppene av Månkampen, Månseterkletten, Storberget, Granåsen og Svartåsen. Den vanlige gabbro er en finkornig til mellomkornig gabbro ofte med ofittisk tekstur. Denne kan sees både i Kivfjell og særlig vel i Månkampen. For det meste er dog gabbroen utgnidd og metamorfosert til en grønn skifer. Denne inneholder hornblende som vesentlig mørkt mineral, ofte med litt biotitt. Plagioklasen er helt omvandlet til albitt og epidot. Kjemisk og mineralogisk sammensetning fremgår av tabell 10. Særlig grove varieteter av gabbro finnes i løse blokker syd for Månkampen. De ligner her slående på de norittiske bergarter kjent fra Sulseter ved Vinstra (Oftedahl, 1944, s. 193) og Etnedalsområdet (Dietrichson, 1950, s. 106).

Labradorsten synes å forekomme i Månkampen som større eller mindre klumper i gabbroen. Noe sammenhengende stort legeme er ikke iaktatt.

Pyroksenitt forekommer i et lite område nord for Nordgården mellom riksvegen og Glomma. Det er en svart, tung bergart med fine, grønne serpentinårer. Til dels er disse årer utviklet som hvit, trådig asbest med fiberlengde opptil 2 cm. Under mikroskopet består bergarten nu for en stor del av serpentinmineraler og fargeløs aktinolitisk hornblende.

Tabell 10.

Kjemisk analyse og mineralberegning av to finkornete bergarter.

	Yt.R. 74	Yt.R. 79		Yt.R. 74	Yt.R. 79
SiO ₂	43,94	46,06	Kvarts	2,4	6,4
PiO ₂	2,22	0,31	Albitt	23,0	—
Al ₂ O ₃	15,83	27,24	Plagioklas	—	29,7
Fe ₂ O ₃	3,21	1,60	Hornblende	30,0	—
FeO	11,75	3,90	Biotitt	7,8	—
MnO	0,13	0,08	Muskovitt	—	48,5
MgO	6,62	2,28	Kloritt	10,0	12,3
CaO	8,62	5,19	Epidot	17,3	—
Na ₂ O	2,45	1,48	Ilmenitt	3,4	0,4
K ₂ O	0,88	5,47	Magnetitt	4,8	0,3
H ₂ O ⁺	3,52	4,55	Apatitt	1,3	2,4
H ₂ O [÷]	0,10	0,33			
CO ₂	0,00	—		100,0	100,0
P ₂ O ₅	0,62	1,20			
C, etc.	—	0,30			
	<hr/>	<hr/>			
	99,89	99,99			

Yt.R.74 Forskifret gabbro, skoggrensen, V-siden av Månseterkletten.

Anal. B. Bruun, okt. 1942.

Yt.R.79 Leirskifer, løs blokk ved Bjørånes st.

Anal. B. Bruun, okt. 1942.

De grønne sedimenter som står i Kjølssjøbergene ble først funnet av Werenskiold i 1911 under kartlegging av Søndre Fron. Han antok da at det var en vanlig tung, litt grønnlig sparagmittskifer og kalte den mørk sparagmitt. Dog har den et kornig, grønt utseende hvor den er minst omvandlet slik at den ligner påtagelig på gabbroskifer. Under mikroskopet viser det seg at den består av større eller mindre feltspatkrystaller, meget sterkt omvandlet, i en finkornig grunnmasse av erts, epidot, kloritt og litt sericitt. Den inneholder dertil bestandig mer eller mindre klastiske kvartskorn som viser dens sedimentære karakter. Bruddstykker av grønn lava finnes også. De er ikke lett erkjennbare i slip, men kan såvidt sees på forvitret overflate. Til dels har de tydelig karakter av grønnstenskonglomerat. Dertil forekommer sydligst i søndre Kjølssjøberget også boller av kvartssandsten i skiferen. Den omgivende skifer her er meget musko-

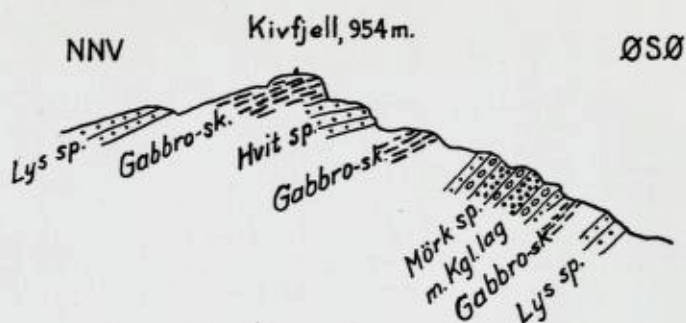


Fig. 32. Profil gjennom Kivfjell.

Section through Kivfjell. The original succession, schistose gabbro (gabbro-sk.) thrust above light sparagmite (lys sp.) or dark sparagmite with Biri conglomerate (mørk sp. m. kgl.lag), has been repeated by formation of the imbricate structure.

vittrik og har lite eller intet av kloritt. Det er derfor ingen typisk grønnskifer, og det er mulig at det er leirskiferlag i det grønne sediment eller det kan være en ukjent leirskifer innknadd i Undre Jotundekke. Den er også meget lik visse varianter av Ekre-skifer.

Om øyegneisdannelse.

I intim sammenheng med de overskjøvne Jotun-bergarter forekommer det på kartbladet Ytre Rendal utvikling av øyegneis. Det største sammenhengende felt finnes mellom Månseterkletten og Raufjell, men ellers finnes øyegneis praktisk talt langs hele utstrekningen av undre Jotundekket, nemlig fra Granåsen i nord og Ulvbergkletten i syd, til Valsjøberget i øst. Dertil finner man i den underliggende sparagmittgruppe dannet feltspatøyne mange forskjellige steder. Det er således klart at de prosesser som har dannet den vanlige grove øyegneis også har virket i de skjøvne sparagmitter.

Forskjellige steder i sparagmittlagrekken finner en i mer leirrike soner at det har vokset opp øyeformete feltspatkrystaller av størrelse fra få millimeter opp imot 1 cm. I sparagmitter som veksler mellom tykke, sandige benker og tynne skiferbenker, er det typisk at feltspatøynene vokser opp i tynne skiferlag. Typisk er dette utviklet i den mørke sparagmitt hist og her omkring Imsas løp. Ellers forekommer feltspaten sammen med kvarts i form av linser. Det er da alle forhold mellom kvarts og feltspat fra nesten rene kvartsårer og

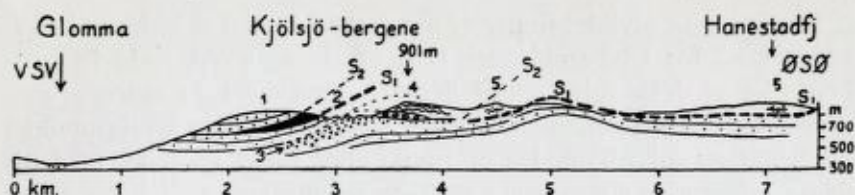


Fig. 33. Profil som viser den antatte fjellbygning øst for Atna st. 1. Lys sparagmitt. 2. Grønnstensediment tilhørende Undre Jotun-dekke. 3. Mørk sparagmitt med Biri-konglomerat. 4. Skifer. 5. Øyegneis. S_1 . Undre Jotun-dekkes skyveplan. S_2 . Takstensstrukturens skyveplan.

Section from Atna st. to the east. 1. Light sparagmite. 2. Greenstone sediment, belonging to the lower Jotun nappe. 3. Dark sparagmite with Biri-conglomerate. 4. Shale. 5. Augen gneiss. S_1 . Thrust plane of lower Jotun nappe. S_2 . Thrust planes of the imbrication structure.

-linsler med noen få feltspatkorn i til årer med overveiende feltspat og lite kvarts. Mest typisk er dette utviklet i Koppangfeltets konglomeratskifer og den tilsvarende konglomeratskifer på østsiden av Storsjøen.

Disse observasjoner viser at feltspatøynene høyst sannsynlig er dannet av lavtemperatur—hydrotermal-oppløsninger som ved forholdsvis høyere temperatur har avsatt feltspat, ved lavere temperatur en blanding av feltspat og kvarts og ved laveste temperatur bare kvarts. Disse oppløsninger har da vandret lettest i de mer skifrigelige lag som lettest gjennombeveges slik at oppløsningen sirkulerer lettest.

Direkte overgang til øyegneis finner vi i Granåsens vestsida hvor det i den mørke sparagmittskifer er utviklet spredte centimeter-store feltspatøyne; det er tydelig at her har Jotun-dekket gått like over.

Øyegneis.

Den typiske øyegneis er uomtvistelig klart sammenhengende med undre Jotun-dekke. Særlig tydelig er dette for den sone som går fra nord- og vestsiden av Månseterkletten mot syd langs Frøsa og over Glomma og opp i nordsiden av Ulvbergkletten. Dette mektige lag ligger klart mellom skjønne sparagmittbergarter og Jotun-gabbroer. Videre nordover er det tydelig at forekomsten i Storberget og omkring Okstjernåsen er knyttet til Jotun-dekkets underlag.

Særlig typisk utviklet finner vi øyegneisen i noen skjæringer i riksvegen nord for Ulvbergkletten. Den består av store, røde feltspatkrystaller med størrelse opptil 8 cm i diameter i en mørk grunnmasse. Feltspatkrystallene har ofte Karlsbader-tvilling synlig utviklet og består av mikroklin. De er runde eller svakt kantede, med tilfeldig orientering i den svakt skifrige grunnmasse som flyter rundt dem. Ellers er øyegneisen for det meste mer eller mindre utpresset. Øst for Raufjell er den i toppen av åsen (797 m) sterkt utpresset slik at feltspatkrystallene er blitt til lange, linjalformede striper.

Øyegneisens dannelse er meget godt illustrert i Ulvbergkletten. I vestsiden av toppen finnes det her over den underliggende såle av øyegneis en forskifret gabbro. Når man fortsetter oppover i denne, blir den gradvis mer forskifret, og der inntreffer små røde striper og spredte øye av feltpat. Disse øker i størrelse og hyppighet, og bergarten går over i en ordinær øyegneis med relativt små feltspatøyne, 1 a 2 cm tvers over. Videre oppover i lagene får vi en tilsvarende avtagning av feltspatmaterialet i størrelse og mengde slik at vi kommer over i en ordinær sterkt presset gabbro igjen. Det er her tydelig at feltspat og også en del kvarts har blitt dannet i en sterkere forskifret sone i gabbroen. Oppe i den høyeste topp (686 m) finner vi plutselig igjen en øyegneis som er meget massiv og har tett med svære feltspatkrystaller og mindre kvartskorn.

Øyegneisens alder er det ikke godt å si noe om. Den er dannet før den siste tektoniske fase i og med at den er så sterkt forskifret mange steder. Dertil er grensen mellom Kvitvola-dekket og øyegneisen meget illustrerende. Den er blottet ved den vestre sidebekk til Frøsa som kommer fra Gammelstutjern, der hvor bekken begynner å falle ned dalsiden. Her faller sparagmitten klart inn under øyegneisen, og de er knadd sterkt sammen og forskifret begge. Dels finner en også avvekslende benker av øyegneis og sparagmitt, begge sterkt forskifret. Således tyder grenseforholdene på at vi har hatt en ferdig dannet øyegneis som er brakt på sin nåværende plass. De skarpe grenser mellom øyegneis og skifre i Tresa og Rokka tyder også på dette. Man kan således tenke seg at øyegneisen er dannet under den tidligste del av Jotun-dekkets bevegelse fra nordvest. Imidlertid er det også øyegneisdannelse under et meget sent punkt som feltspatdannelsen i sparagmittene viser. Særlig interessant i denne forbindelse er strukturene i Svartåsens topp og vestside. Her finner vi svære feltspatårer som ligner på vanlige pegmatittårer, som både

finnes parallelt skifriheten og i visse tilfelle som vertikale årer gjennomsettende denne. Disse pegmatittårer er opptil 30 cm tykke. Da vi like under har sterkt forskifret sparagmitt, synes dette å være dannelser som er meget unge i forhold til den tektoniske bevegelse av Jotun-dekket og kanskje er dannet på stedet. Deres feltspat er en mikroklin nesten uten tvillinger og uten pertittspindler.

De grove øyegneiser er bare utviklet i Jotun-bergarter. Det er sannsynlig at de bare er utviklet i forskifret gabbro, men det kan også tenkes at noe av grunnmassen er grønnskifersediment. Ikke i noen av de massive, grove øyegneiser finner en tydelig sparagmittisk grunnmasse.

Øyegneisens petrografi er relativt enkel. De nydannede hovedmineraller er kvarts og mikroklinfeltspat. Feltspaten krystalliserer som individer med tilnærmet krystallform. De har noen ganger tydelige mikroklintvillinger, men er ellers homogene uten synbare tvillinger. Noen ganger er de svakt mikropertittiske med meget få og spredte albittstriper. Det er således tydelig at denne mikroklin er dannet ved meget lav temperatur, idet den får et adularaktig preg med pseudomonoklin symmetri og meget lite albitt i fast oppløsning. Kvartsen forekommer som linseformede individer i grunnmassen eller noen ganger som separate individer i feltspatkrystallene. Derved vil den store krystall se helt granittaktig ut, og Bjørlykke og Werenskiold var flere ganger i tvil om det var en øyegneis eller en konglomerat-skifer de hadde for seg. Grunnmassen som består av forskifret gabbro, er ved metasomatosen bestandig såpass mye omvandlet at den består av muskovitt, biotitt og kloritt. Rester av hornblende kan sees.

Ottlaukampens kompleks og Valsjøbergets øyegneis.

Törnebohm (1896, s. 141) oppfattet disse to områder som utligere av «Koppang-skollan». En kort omtale av bergartene og et forsøk på å knytte de to områder sammen tektonisk er gitt av Per Holmsen (1953, s. 95—99), som henfører dem til Undre Jotundekke. Den tektoniske sammenheng kan imidlertid forklares adskillig enklere ved å anvende prinsippet om den takstensformige oppskyvning, hvorved Ottlaua-komplekset må oppfattes som et høyere-liggende flak, med Kvitvola-dekkets sparagmittbergarter som et stort skyveflak mellom dette og det under liggende Valsjøbergets øyegneisflak.

Ottlaukampens kompleks er i grove trekk formet som en sammenhengende skål, dypt nedfoldet i Kvitvola-dekkets sparagmittbergarter. Törnebohms profil (1896, s. 141) gir et godt inntrykk av dens form, men profilet er noe ufullstendig idet sparagmittene opptrer nord for skålen med nordlig fall, slik at sparagmittbergartene tydeligvis også er blitt skjøvet over Ottlaura-komplekset ved denne samme takstensformige tektonikk. Grenseforholdene er lettest å iakta ved sydsiden av komplekset p.g.a. gode blotninger. Ved Gammelseter fant K.O. Bjørlykke (1905, s. 76) konglomeratskifer og karbonatlag, som viser at underlaget består av Kvitvola-dekkets sparagmitter. Selve grensebergarten består av en sterkt utpresset øyegneis med beskjeden mektighet. Derover kommer en rekke gneisaktige bergarter som i enkelte lag er rikt biotittførende, helt til den sydlige topp. I den nordlige topp står grov øyegneis. Østskråningen dannes av grå, granittiske gneisbergarter, gjennomført av yngre, til dels upresset doloritt i ganger. En større masse av doloritt finnes nedenfor Ottlausesteren ved vegen. I skogen lenger nede står en sterkt presset gabbroid bergart som i utseende minner sterkt om den pressete noritt ved Sulseter og ellers i Gudbrandsdalens Undre Jotun-dekke. Den nederste bergart synlig i fast fjell ca. 1 km fra Ottnes består av grovkornig anorthositt. Samme bergart står også nord for Ottåen øverst i fjellskrenten.

Ved riksvegen gjennom Rendalen sees undre grense for Ottlaura-komplekset like ved Kvernnesodden bro. En berghammer like ved vegen består av en øyegneis med små feltspatøyne; denne bergart tilhører neppe Jotun-dekket, men representerer sannsynligvis en omvandlet sparagmittskifer tilhørende Kvitvola-dekket, og som har fått sin øyegneiskarakter i forbindelse med Jotun-dekkets fremskyvning. Like nord for berghammeren må selve grensen gå i overdekket lende, for kort nordenfor ligger store løse blokker av grovkornig anorthositt (presset). En sone av denne bergart, underleiret av grov øyegneis, går ned fra fjellsiden syd for Åkersten. Åkersten består av grov øyegneis, underleiret av en glimmerskifersone som bare finnes blottet på dette sted. Nordskråningen av Åkersten utgjøres delvis av rødlig granittisk gneis.

Valsjøbergets øyegneiskompleks er tidligere beskrevet av Törnebohm (1896, s. 141—144), av Schiøtz (i flere publikasjoner, jfr. litteraturfortegnelsen) og av K. O. Bjørlykke (1905, s. 44, s. 90—94).

Betinget av den senere takstensformige skyvellak-tektonikk er denne utligger av Undre Jotun-dekke blitt delt opp i en hel rekke underordnete flak, med innpressete partier av dekkets opprinnelige underlag. Dette har gjort at alle tidligere forfattere har mislykkes i å gi en tilfredsstillende forklaring på grenseforholdene mellom øyegneis og sparagmitt i dette kompliserte område. At underlaget opprinnelig bestod av Kvitvola-dekkets sparagmitter, fremgår av at konglomeratskiferen opptrer direkte under øyegneis (ved Skaret og i Andrásberget). Ved Skaret opptrer der en karbonatsone under konglomeratskiferen. Karbonatlag (kalksten) forekommer også mellom sparagmittlag langs Storsjøen mellom Strandli og Strandvolden ifølge K. O. Bjørlykke (1905, s. 91).

Presset lys sparagmitt opptrer også oppe ved Strandvolden gård, mens øyegneisen forekommer både over og under. Bjørlykke beskriver et profil ved Engelsviken, hvor sparagmitt hviler på øyegneis. Disse sparagmittbergarter som inneholder karbonatlag, må antas å høre til Kvitvola-dekket, og representerer flak som er innskjøvet mellom øyegneisflakene under den takstensformige sammenskyvning.

Det viktigste profil som viser denne tektonikk, er profilet som er omtalt på side 54 (Bjørlykke, 1905, s. 44), hvor fossilførende Ogygiocaris-skifer sammen med kvartssandstensaktig sparagmitt ligger skjøvet opp på det underste flak av øyegneis. Dette profil sier mer om rekkefølgen av de forskjellige tektoniske faser i overskyvningene enn noe annet profil innen kartområdet. Først må øyegneisen (Undre Jotun-dekke) være blitt fremskjøvet. Etterpå må Ogygiocaris-skiferen (og sparagmitt) være blitt skjøvet opp på øyegneisen. Den fossilførende skifer er nemlig ganske uomvandlet og kan derfor ikke være fraktet langvegsfra sammen med øyegneisen, som er en sterkt omvandlet bergart.

Ved den nordlige begrensning av øyegneisområdet opptrer innviklede forhold som gjør den direkte tyding av grenseforholdene vanskelige. Sparagmitt (Kvitvola-dekket) er her blitt innpresset i øyegneis eller omvendt, som det lettest kan iakttas i vegskjæringene omkring Skaret gård. Mens den lyse sparagmitt underleirer øyegneisen i øst- og sydskråningen av Valsjøberget, overleirer en lignende lys sparagmitt øyegneisen i Rydningsåsen øst for Skaret gård. Skarklettene består av øyegneis. Da det ikke er noen forskjell å iakttas mellom sparagmitt på de to steder, faller det naturlig å henføre denne sparagmitt til Kvitvola-dekket, og de forskjellige lagnings-

forhold kan lettest forklares ved at de er fremkommet ved den flakmessige sammenskyvning.

Om opprinnelsen av Jotun-dekkets bergarter.

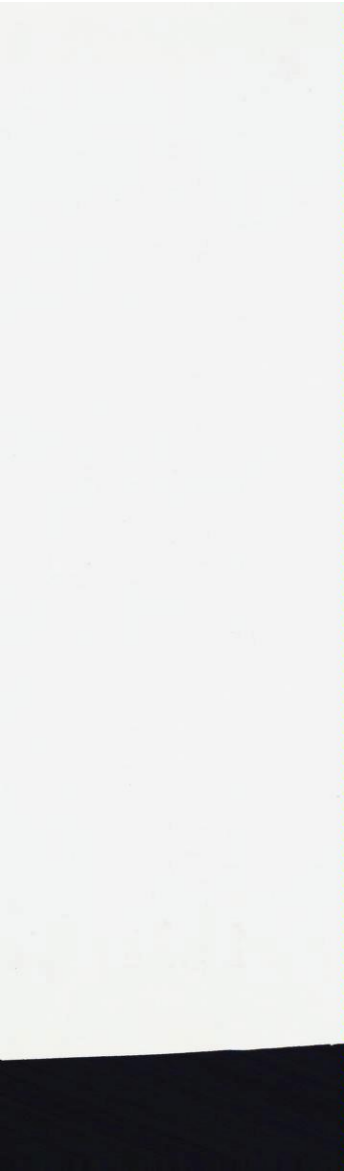
Det har lenge vært en alminnelig oppfatning at en del av Undre Jotun-dekkes bergarter, spesielt noritter og de grovkornige anorthositter, er av prekambrisk alder. Prekambrisk anorthositt er kjent fra grunnfjellsvinduet i Vang i Valdres (Strand 1951 b), og blant konglomeratbollene i Biri-konglomeratet i Fåvang (ifølge iakttagelse av Carl Bugge, Per Holmsen og Chr. Oftedahl). Imidlertid inngår også kaledonske sedimenter i Undre Jotun-dekke, illustrert ved Chr. Oftedahls funn av grønnstenskonglomerat og pressede grønnstener ved Kjølshjøberget. Det samme er tilfellet i Gudbrandsdalen, hvor en serie bergarter av kambrosilurisk alder overleirer det krystallinske underlag, muligens primært (T. Gjelsvik, 1946, T. Strand 1951 a).

Om øyegneisen antar Chr. Oftedahl (s. 119) at den er dannet ved metasomatisk omvandling av eldre bergarter. Han påviser at øyegneisdannelse endog har foregått i en viss utstrekning i den mørke sparagmitt som utgangsmateriale, se side 120. Det er ganske klart at tektonisk gjennombevegte sparagmitter synes hevet over tvil, således også i underlaget for Ottlaua-komplekset ved Kvernnesodden bro. Men de grove øyegneiser tilhørende Undre Jotun-dekke må være dannet under et tidligere stadium av skyvningen, fordi vi så ofte finner helt utgnidde typer. Disse øyegneiser er ikke dannet med sparagmitt som utgangsmateriale, se side 120. Det er ganske klart at også i Valsjøberget er øyegneisen dannet på bekostning av andre slags bergarter. I løse blokker av Valsjøbergets øyegneis er der funnet små partier av en grønnstensbergart, som under mikroskopet ser ut som et sediment, som er blitt spart for omvandlingen. Disse små flekker, som hittil bare er iaktatt i størrelse av noen få desimeter, har utydelig begrensning mot øyegneisen, og det er helt klart at feltspatøynene har vokset i bergarten. Det siste funn av dette slags ble gjort av T. Strand under en ekskursjon til Andrå mai 1953.

Våre observasjoner får særlig betydning ved å sammenholdes med Ivan Rosenqvists betraktninger over øyegneisdannelsen i Oppdalsfeltet (1942), som går ut på at de grove øyegneismasser der er dannet på bekostning av grønnstensbergarter (saussuritt-gabbroer,

Rettelse side 124:

Om øyegneisen antar Chr. Oftedahl (s. 119) at den er dannet ved metasomatisk omvandling av eldre bergarter. Han påviser at øyegneisdannelse endog har foregått i en viss utstrekning i den mørke sparagnitt (s. 118). At en viss øyegneisdannelse har foregått i sterkt



Økonomiske nyttbare mineraler og bergarter.

Sparagmittavdelingen er vel den geologiske avdeling i Norge som i høyeste grad mangler nyttbare mineralforekomster. Innenfor det område som dekkes av kartbladene Ytre Rendal og Storelvdal er det således praktisk talt ingen skjerp, og de eneste mineraler som kan tenkes praktisk utnyttet, er karbonatmineralene. Av nyttbare bergarter kan bare nevnes en taksiferforekomst.

Kalksten og dolomitt i Rendalen. Det har vært gjort et forsøk på å tilvirke jordbrukskalk ved å formale grå dolomittisk kalksten kort nord for Skaret ved Storsjøens østside. Så sent som i krigsårene 1940—45 kunne restene av en motordrevet liten kalkmølle sees henslengt i stranden. Det har bare vært forsøksdrift, som ifølge utsagn fra lokalkjente folk falt uheldig ut. Årsaken hertil var øyensynlig bl.a. at formalingsgraden var for svak. Dessuten ville forekomsten i alle tilfelle vært for liten til formålet.

Dolomitt på Koppang. Flere steder forekommer det på Koppangsoner med ren dolomitt, og sonen ved Myrberget er overlegent den største. Det forekommer ren dolomitt mange steder i Norge, så Koppangforekomsten som ligger så langt fra industrisentrene kan bare tenkes utnyttet til lokalt formål. Spørsmålet om å bruke dolomitt som landbrukskalk ble reist av Chr. Oftedahl for herredsstyret i Storelvdal i 1943. Kalking med dolomittmel ble forsøkt, men resultatet foreligger ikke. I de forløpne år har magnesiangel i dyrket jord blitt fastslått mange steder, og forsøk er i gang for å finne ut om det kan være fordelaktig å kalke med dolomittmel for å bekjempe magnesiangel.

grønnskifre, hornblendeskifre). Disse iakttagelser understreker således på den ene side den langvegstransporterte natur av Undre Jotun-dekke, samtidig som de viser Törnebohms klarsyn m.h.t. «Koppang-skollans» (d.v.s. Undre Jotun-dekkets) samhörighet med Trondhjemfeltet.

Skyvningens retning og størrelse.

De skyveretninger som kan komme i betraktning for Undre Jotun-dekkes vedkommende divergerer ikke meget. Dekkets tektonikk, slik den åpenbarer seg i noen grad, særlig innen Espedalsområdet, ved Fukhammeren o.a., hvor meget av den primære karakter er bevart gjennom senere tektoniske faser, tyder på at det har vært et vidt utbredt og ekte fjellkjede-dekke, som er blitt skjøvet (eller rettere: beveget) fra fjellkjedens sentralområde ut mot dens randområde. Fjellkjedens lengdeakse, som i Syd-Norge løper i NØ—SV retning, har ikke større avvikelser enn at skyveretningen i hvert fall må ha vært mellom syd og øst.

Vil vi søke et mål for den skjøvne distanse, må vi følgelig kjenne fjellgrunnens bergarter, og ganske særlig prekambrium, i retningene mellom nord og vest. Et minimumsmål for den tilbakelagte distanse får vi et begrep om fordi vi vet at sådanne bergartstyper som inngår i Undre Jotun-dekke aldri har vært avsatt i sparagmittområdet eller dets prekambriske underlag. Prekambrium i det aktuelle område er dels kjent fra grunnfjellsvinduene ved Snøddøla og Atnesjø, dels fra studier over bollematerialet i sparagmittlagrekkens konglomerater. Grunnfjellsvinduene omfatter granitter, kvartsporfyrer, doleritter etc., i det hele tatt et bergartselskap totalt forskjellig fra Undre Jotun-dekkes. Det samme gjelder konglomeratene, som ved siden av grunnfjellsbergarter av de samme typer dessuten inneholder kvartsitter, dolomitter og kalkstener. Lengst i vest, derimot, inneholder Biri-konglomeratet i Fåvang bl. a. anorthosittboller, og Rostens konglomerat i Sel en rekke grunnfjellsbergarter som er helt forskjellige fra dem som er kjent i øst. Disse konglomerater må derfor i sin tid ha fått sitt bollemateriale fra et grunnfjellsområde i vest, bestående av helt andre bergarter enn dem som fantes i øst.

Undre Jotun-dekke må derfor være skjøvet en distanse som er minst 90—100 kilometer, og dette enten vi regner med en skyvning fra vest, nordvest eller nord.

Magnesitt-forekomsten ved Lien kan kanskje få økonomisk betydning engang i fremtiden hvis den er stor nok. I de siste år synes markedet mettet, og det er liten etterspørsel etter magnesitt.

Malm-mineraler finnes det bare spor av få steder. Således kan nevnes lag av jernglans i Kvitvoladekkets sparagmitt (s. 112). Svoelkisimpregnasjoner er sett i blokker av mørk sparagmitt langs riksveien ved Bjørånes, og i Koppang-skiferen forekommer det i de nye riksvegskjæringer svoelkisterner som har oppimot 5 cm lang sidekant. Ingen av disse funn har noen praktisk betydning.

Som mineralogisk sjeldenhet er iaktatt kobberkis i Rendals-forstningens granittiske rivningsbreksje syd for Rødsbakken (s. 56).

Takskifer. Skifersonen langs Imsa har en vel utviklet sekundær skifrihet, og i tidligere år har det vært tatt ut en hel del takskifer i et brudd ved Imsa, rett ovenfor Leråens utløp. Skiferen er bra planskifrig, men litt for tykkskifrig til å få mer enn lokal betydning.

Bygnings- eller prydsten verd spesiell omtale forekommer ikke innen Ytre Rendal og Storelvdals område.

De løse avleiringer.

Innledning.

For forståelsen av de løse avleiringers geologi gjelder det samme som for fjellgrunnens geologi, at fenomenene ikke kan sees isolert innenfor det enkelte kartblad. De enkelte detaljer må sees i sammenheng med landets geologiske bygning i sin alminnelighet og med de omkringliggende områders i særdeleshet.

De løse avleiringer ble dannet i slutten av kvartærtiden.

Det geologiske hovedfenomen som har satt sitt preg på vårt land i kvartærtiden, er de store istider. Det har i alt vært 4 forskjellige nedisninger i kvartærtiden i Europa (og samtidig i andre verdensdeler), adskilt ved interglaciale tidsrom eller mellom-istider. Vi er derfor nødt til å anta at det samme har vært tilfelle i Norge. Men vi finner hos oss ikke sikre spor fra mer enn den siste og den nest siste nedisning, fordi avleiringene fra de foregående er blitt ført vekk eller omleiret igjen under de senere. De løse avleiringer i det sentrale Norge ble utformet under den siste nedisning og etter som isen smeltet vekk. Bare ubetydelige avleiringer (torvjord og elvesand) stammer fra tiden etter at isen var smeltet helt bort.

Innlandsisen begynte å smelte bort for noe slikt som 17 000 år siden, da isranden begynte å trekke seg tilbake fra Danmark og Nord-Tyskland. Ennå for omtrent 10 000 år siden var det sentrale Norge fremdeles dekket av isen, men fra da av gikk avsmeltningen fortere, og den siste del av innlandsisen må ha smeltet bort for om lag 8 500 år siden. Under den siste del av avsmeltningstiden hersket ganske spesielle naturforhold i Norges innland. Klimaet var da etter hånden blitt så varmt at isen smeltet bort ovenfra, og forsvant derfor først der hvor den var tynneste. Fjellene ble derfor isfri før dalene, og fordi isen hadde sin største tykkelse sydøst for vannskillet, ble

det en tid liggende igjen en rest av innlandsisen som en kalott sydøst for vannskillet.

Mellom isresten og vannskillet var der demt opp en del store innsjøer som en tid hadde sitt avløp nordover. De eldste av disse såkalte bredemte sjøer lå i øvre Foldalen og hadde sitt avløp til Driva. Etter hvert smeltet isen av mot øst eller sydøst, så de lavere vannskiller mot Orkla og senere til Gaula ble isfri. Til slutt demte isen bare de store østlandske dalfører. Fra denne tid kan vi tydelig se strandlinjene etter de store bredemte sjøer i Glåmdalen i høydene ca. 720 og 660 m o.h. Den nederste av disse strandlinjer finnes både i Rendalen og Glåmdalen; den kalles Såtå'n, og vi ser den tydelig på begge sider av Fonnåsfjellet i Tyldalen og Finstaddalen, i Brydalen, og så langt sydover i Rendalen som til Kverninghøe. I Glåmdalen sees samme strandlinje i Atneglopen. Denne store innsjø, som G. Holmsen (1915) har kalt Nedre Glåmsjø, fylte på den tiden alle dalfører og sidedaler i Nordre Østerdal og Rendalen. Gjennom et sund over Barkalkkjølen stod sjøen i Rendalen i forbindelse med sjøen i Glåmdalen, og hadde i lang tid sitt avløp til Gauldalen over vannskillet i Rugldalen nord for Røros. Den var Norges største innsjø hva flateinnholdet angår, ifølge G. Holmsen (1915, s. 133) hadde den et samlet areal av ca. 580 km², men det må ennå en tid ha ligget store mengder is ute i sjøen, for strandlinjen mangler over store strekninger. Til slutt var isen smeltet så meget i Rendalen at vannet begynte å renne sydover, og Nedre Glåmsjø ble da tappet ut mot syd gjennom Rendalen. Vannet fra Glåmdalen rant over Barkalkkjølen ved Jutulhugget over i Tyldalen, og vannstanden i Glåmdalen sank trinnvis til ca. 508 m o.h., som er høyden av skaret over til Jutulhugget. En tid rant Glåma deretter gjennom Jutulhugget inntil isdemningen i Glåmdalen også smeltet bort. I Rendalen ble sannsynligvis sjøen også tappet ut trinnvis, for vi finner noen markerte terrasser nedenfor Nedre Glåmsjø-området, omkring Mistras utløp i Rendalen.

Uttappingen over Barkalkkjølen må ha foregått temmelig voldsomt, i hvert fall under enkelte av uttappingens faser. De veldige steinblokkene som ligger strødd utover Randeggen (Falleggen) og i dalsiden omkring der hvor Jutulhugget munner ut i Tyldalen vitner om dette. Jutulhugget er beskrevet av flere geologer, bl. a. av Gunnar Holmsen (i kartbeskrivelsen til Øvre Rendal, 1952).

Lignende bredemte sjøer eksisterte på omtrent samme tid i Sverige.

I Jämtland ble den største av issjøene tappet ut for om lag 8700 år siden, og det er neppe stor feil om vi regner at den siste rest av innlandsisen smeltet bort for om lag 8500 år siden. I Rendalen lå den aller siste resten igjen i de dypeste søkkene, nemlig i Lomnesjøen og særlig i Storsjøen. I Glåmdalen lå den siste isresten antagelig igjen i Storelvdal, fra Stai og nordover.

Etter som isen smeltet bort, ble morenematerialet som isen hadde inneholdt, liggende igjen. Så snart større områder ble isfri, begynte smeltevannet å grave og føre med seg noe av dette materialet, som på ny ble avsatt der hvor smeltevannselvene munnet ut i stillere vann. Fra sidedalene og dalsidene ble en mengde løsmateriale på denne måten skylt ned i hoveddalene, hvor en hel del ble avlastet i små lokale sjøer som var demt opp mellom fjellsiden og isresten. En del sandmateriale ble også avsatt inne i isen eller under den. Ettersom isen stadig sank sammen, ble slikt materiale stadig ført videre og omleiret mange ganger. Da isen var blitt så tynn at istrykket ikke lenger kunne gjøre at åpne hulrom eller sprekker ble lukket igjen ved isens plastiske bevegelse, fikk smeltevannet anledning til å smelte store hulrom inne i eller under isen, hvor en mengde materiale ble avsatt. Dette beror på vannets termodynamiske forhold. Vann har som bekjent sin største tetthet ved $+ 3,96^{\circ}$ C, mens vann av 0° C igjen er lettere. Når det varme vannet fra de isfri dalsidene nådde ned til isen og var blitt avkjølt til ca. 4° C, sank det ned i fordypninger langs denne og kunne tine opp is inntil det var blitt avkjølet til henimot 0° . En stadig tilførsel av relativt varmt vann kunne på denne måte tine seg veg innunder isen og føre med seg en hel del løsmateriale som inntil da hadde ligget innefrosset, ned ovenpå det før avleirete. Da den voldsomme uttapningen fra Nedre Glåmsjø inntraff, ble en mengde løsmateriale ført med nedover og avsatt ovenpå og langs sidene av isresten, som til dels ble begravd under grusmassene. Da også denne «døde» isen smeltet bort, oppsto der groper i terrenget, såkalte grytehull, der hvor det hadde ligget en isklump. Om de bredemte sjøer i Nordre Østerdalen se også Ivar A. Streitlien (1935).

Systematisk inndeling av løsavleiringene.

Betraktet på denne måten er det naturlig å inndele de løse avleiringer i fire forskjellige kategorier, nemlig *bunnmorenen* som har

Tabell 11.

Blokkteflinger i bunnmorene (I) og glacifluvial terrasse (II).

Lokalitet: Skogberget, Mistra, Ytre Rendal.

	3—10 cm		over 20 cm	
	I.		II.	
1. Lokale blokker av granitt fra underlaget, «Mistragranitt»	15	32	4	4
2. Langveis transporterte grunfjellsbergarter fra Brydalen	0	0	0	4
3. Langveis transportert presset sparagmitt	1	1	4	1
4. Middels transporterte sparagmitter, overveiende fra Rendalens østside..	84	66	91	90
5. Ubestemte typer	0	2	1	1
Sum	100	101	100	100

Table 11.

Frequency of local and far-travelled blocks in various kinds of moraine. I ground moraine, II glacifluvial terrace.

Locality: Skogberget, Mistra, Ytre Rendal.

1. Local granitic blocks, «Mistra granite».
2. Far-travelled pre-Cambrian rocks from Brydalen, 40—60 km north of Mistra.
3. Far-travelled, strongly deformed sparagmitic rocks.
4. Blocks of moderate transport (5—30 km), mainly sparagmitic rocks from the east side of the Rendalen valley.
5. Block types not determined.

ligget under isen eller i isens underste del, *de glacifluviale avleiringer* som er avsatt av rinnende vann enten inne i eller på sprekker i isen, eller i isdemte sjøer, samt *ablasjonsmorenen* som består av det materiale som lå innefrosset i isens øvre deler og som til slutt ble liggende igjen ovenpå de andre. Som en fjerde kategori har vi de *postglaciale avleiringer*, som hovedsakelig utgjøres av de fleste sand- og grusøyer avsatt av elvene etter istiden, samt av torv i torvmyrene. De er ikke gjenstand for nærmere beskrivelse her.

Bunnmorenen.

Det som kjennetegner bunnmorenen er at den alltid er usortert og tett pakket. Materialet består av det som isen opptok i seg etter som den gled henover underlaget. Steinblokkene er som oftest kantet, og undertiden kan en se skurestriper på flater som har skuret mot

andre steiner eller berggrunnen. Det meste av materialet innenfor vårt kartområde er ikke blitt transportert særlig langt av isen, fordi isskillet ikke lå langt unna, og bunnmorenematerialet stammer derfor for en stor del fra bergunderlaget like i nærheten. Når en kjenner utbredelsen av de forskjellige bergarter, kan isens bevegelsesretning bestemmes på denne måte der hvor skuringsmerker ikke er synlig på selve fjellunderlaget. Tabell 11, I gir et eksempel på blokk-sammensetningen av bunnmorene.

Bunnmorenen forekommer over hele området hvor smeltevann ikke har fjernet dem, men det er sjelden å se gode snitt fordi den ligger underst, og nede i dalene er den som regel dekket av tykke lag av glacifluviale avsetninger. En kan dog finne gode snitt i bunnmorene i vegskjæringer på begge sider av Storsjøen, hvor glacifluviale avsetninger mangler i stor utstrekning. Et godt snitt i bunnmorene finnes i en skredfure som går ned til Ottåen på nordsiden et par kilometer fra Ottnes. Gode snitt sees også langs den nye skogsbilveg i Slemdalen.

De glacifluviale avsetninger.

Nesten alle de svære grusavsetninger i Rendalen og Glåmdalen hører til denne kategori. De aller fleste grustak og vegskjæringer viser snitt gjennom glacifluviale avleiringer. De er som regel tydelig lagdelt, og veksler mellom grov grus, sand, fin sand og «kvabb». Se fig. 38. Materialet er bedre sortert og som regel meget sterkere bearbeidet enn i bunnmorenen, ofte er steinene ganske runde. Materialet er gjennomgående blitt transportert meget lengre veg enn i bunnmorenen, noe som avspeiler seg derved at innholdet av bergarter fra underlagets nærmeste omgivelser oftest utgjør bare en liten del i sammenligning med de fremmede bergarter. Tabell 11, II gir et eksempel på blokk-sammensetningen av en glacifluvial terrasse.

Materialet i de lagdelte avsetninger er blitt transportert av rennende vann, og en kan konstatere en lang og innviklet transport på denne måte. Sammensetningen sier derfor lite direkte om isens transportretning.

Ablasjonsmorenen.

Betegnelsen ablasjonsmorene uttrykker at denne slags morene er oppstått ved at isen er smeltet ned ovenfra ved varmeevirkningen fra

solstrålingen, regn og varm luft (ablasjonen). Det materiale som smeltet frem av isen på denne måte ble liggende igjen ovenpå bunnmorenen og eventuelle glacifluviale avsetninger. Materialet er for en stor del blitt transportert langt med isen, og er deretter ofte blitt flyttet av smeltevannselver oppe på isen og avlastet der for en tid. Ablasjonsmorenen kan derfor inneholde både kantet, kantslitt og rundet materiale. Ofte er det vanskelig å erkjenne ablasjonsmorenens tilstedeværelse, særlig hvor den ligger direkte over bunnmorenen og samtidig er dårlig sortert. Men der hvor den overleirer tydelig lagdelte og godt sorterte glacifluviale (subglaciale) lag, er den lett å erkjenne. Blokkmaterialets sammensetning av lokale og fremmede blokker minner hva mengdefordelingen angår om de glacifluviale avleiringer. Hvis den er noenlunde godt sortert, kan den derfor i enkelte tilfelle vanskelig skilles fra den sist nevnte type, med mindre der er friske snitt å se. Imidlertid inneholder ablasjonsmorenen som regel enkelte store langvegs transporterte og kantslittede blokker. Hvor slike blokker ligger i overflaten ovenpå godt sortert finere materiale, vet vi at vi har for oss en ablasjonsmorene.

Ablasjonsmorenen er som regel bare 0,5—1 m tykk. Bare lokalt og i sjeldne tilfelle oppnår den en betydelig mektighet. Der hvor store smeltevannselver har lagt opp større gruskjegler, terrasser (moer), eller hvor finmaterialet er blitt avsatt i en åpen bredemt sjø, mangler ablasjonsmorenen.

I bratte lier eller skråninger og i høyfjellet hvor grunnvannstanden står høyt, opptrer det fenomen som kalles soliflukasjon eller jordflytning (sigjord). De øverste jordlag siger i skråningene særlig i teleløsningen. Jordsmonnet må inneholde en del finmateriale for å kunne danne sådan sigjord. Den slags materiale kan lett forveksles med ablasjonsmorenen.

Det er alminnelig å se snitt (vegskjæringer o.l.) gjennom morenehauger og grusrygger, hvor materialet inni består av godt sortert og lagdelt sand uten blokker, men hvor der ovenpå ligger et lag 0,5—1 m tykt usortert grus med blokker. Lagstillingen tvinger oss til den konklusjon at vedkommende morenedannelse er avsatt subglaciale, d.v.s. i hulrom inne i eller under isen. Dette viser at isen ikke var i bevegelse etter at disse morener ble dannet, vi sier at isen var død.

Innenfor kartbladet Ytre Rendal finnes et illustrerende eksempel på en subglaciale avleiring med ablasjonsmorene ovenpå. Det er området omkring Kvernnes-gårdene ved Lomnessjøen og sydover. Her

er kvabben (den stedlige betegnelse er leire) dekket av ablasjonsmorene. Syd for Kvernes er der en rekke mindre gårder, hvor jordmonnet i overflaten inneholder ganske meget stein, og rundt jordene er der lagt opp steingjerder. Men ved brønngravning for disse brukene kom man snart ned på kvabb og fin sand som ligger i tydelige lag under en stor del av området. Tykkelsen av ablasjonsmorenen er neppe over 1 m, tykkelsen av den under liggende kvabb og finsand må være betydelig siden ingen av brønnene er gått igjennom kvabben. Kvabben må være avsatt i stillestående vann i hulrom under isen henimot slutten av Rendalens uttapning. På grunn av den store utbredelsen kunne man lett få den oppfatning at kvabben er blitt avsatt i en åpen bredemt sjø, men ablasjonsmorenen ovenpå, som også har stor utbredelse, viser at kvabben over store områder må være avsatt subglacialt. Det samme tør gjelde lignende avleiringer lenger syd i Rendalen, hvor F. Husebye har funnet kvabb og leire i et område syd for Deset og i Glåmdalen omkring Evenstad, dekket av ablasjonsmorene.

Isskuringsstripene og isbevegelsens retning.

Det er ikke alminnelig å se tydelige skurestriper etter isbevegelsen innenfor området, fordi der har foregått en frostforvitring på de fleste oppstikkende bergheller. Bare hvor bergarten er særlig motstandsdyktig mot frostens virkning, kan stripene sees. De fleste striper er iaktatt i dalsider, og gir ikke særlig viktige opplysninger om isbevegelsens retning. Som det må ventes, går stripene mer eller mindre langs dalene og viser at isbevegelsen nede i disse har vært dirigert av dalretningen. For å finne ut storbreens bevegelsesretning må en velge ut de stripene som finnes på bergheller i helt fri situasjon, oppe på toppene eller inne på den flate fjellvidde. Men her har til gjengjeld frostsprengningen vært så sterk at det bare er i ganske få tilfelle at sikre skuringsstriper er iaktatt. Blant slike lokaliteter kan der nevnes to som er spesielt gunstige. Det ene er på toppen av Stenfjellet, hvor sikre skurestriper i helt fri posisjon på den høyeste toppen har en retning meget nær NW—SØ. Støtside og leside kan ikke avgjøres, men studiet av blokkenes transportretning viser entydig at bevegelsen har gått sydøstover. Selve storisen har derfor da stripene ble dannet, gått i SØ retning. Den annen lokalitet

er nær toppen 901 øst for s. Løsset, hvor der likeledes finnes tydelige skuringsstriper, også her i absolutt fri situasjon. De viser en isbevegelse i retning mot SSØ.

Isskilletts beliggenhet og flyttblokkenes transportretning.

Det har vært kjent i 100 år at isen i det sentrale Norge har beveget seg mot vannskillet og endog fraktet blokkmateriale mot bakke (Hørbye 1855, Schiøtz 1892, 1895, 1914, A. M. Hansen 1886, 1895). Tidlig ble det derfor erkjent at innlandsisen hadde sitt høyeste punkt et sted sydøst for vannskillet, og at bevegelsen foregikk derved at isen ble presset til begge sider ut fra dette sted, som Schiøtz kalte isskillet (1892, s. 243). Det viser seg at det ikke er noen helt enkel sak å fastslå nøyaktig hvor dette lå, og betegnelsen trenger en klarere definisjon. For det første har vi hatt flere istider, og vi må derfor i første omgang begrense problemet til å gjelde siste istids isskille. Men det er videre klart at vi ikke kan regne med at isskillet lå på samme sted hele den tid Norden var dekket av innlandsisen. Uten å ta standpunkt til hvorvidt siste istid begynte med en lokal nedisning i høyfjellet eller som følge av en mer plutselig klimaforverring med omtrent samtidig nedisning over det hele, må vi regne med at isen til å begynne med rant nedover dalene til begge sider fra vannskillet. Etter hvert vokste isen i tykkelse, og mest i området syd og øst for vannskillet på den Skandinaviske halvø, hvorfor isskillet under et senere stadium lå ganske langt i sydøst. Studiet av moreneavsetningene fra siste istid i Danmark viser tydelig at den eldste isbevegelse kom fra Norge, mens isen senere kom fra Sverige, og tok med seg materiale endog fra Ålandshavet. Bildet er i virkeligheten meget komplisert, og vi vet langt fra nøyaktig hvorledes isskillet flyttet seg.

Problemet løser seg derfor opp i to aktuelle spørsmål, det ene om hvorledes isskillet flyttet seg, det annet om hvor det lå ved slutten av siste istid.

På disse spørsmål er det å vente at blokkenes transportretninger med isen kan gi noen opplysninger.

Per Holmsen (1951) har gjort noen studier over blokktransporten omkring Rendalen og tillike gitt en fortegnelse over litteraturen. Han går ut fra at transportretningen av materialet i bunnmorenen, spesielt av de kantede blokker, gir sikrest opplysning om isens

bevegelsesretning i den siste fase av bevegelse, fordi materialet for en stor del er skuret løs fra isens underlag og ført med denne. Vanskeligheten består i å finne blokker av slike bergarter som er så karakteristiske og har så liten utbredelse i fast fjell at finnestedet for vedkommende blokktype sier noe entydig om hvor de er kommet fra. Slike bergarter har vi i Ottlaukampens kompleks, hvor der forekommer hvit anorthositt og frisk doleritt. Blokker av begge disse bergartstyper finnes å være transportert i stort antall (særlig av en grovkornig doleritt som står ved vegen til Ottlauseteren) mot syd og bare i denne retning. I et godt snitt i bunnmorene (en ravine) på nordsiden av Ottåen i ganske kort avstand fra doleritten fantes ingen dolerittblokker av denne type. Hvis brebevegelsen under dens siste fase var gått nordover Rendalen på dette sted, måtte vi vente å finne i hvert fall enkelte blokker av denne doleritt. Denne observasjon viser at brebevegelsen på dette sted gikk sydover, og at isskillet under det siste stadium av bevegelsen lå noe nord for Ottnes. Dog er hertil å tilføye at vi må ta hensyn til situasjonen av vedkommende lokalitet, som ligger i dalsiden ikke særlig høyt oppe. Gunnar Holmsen (1952, s. 29) antar at morenematerialet i dalene vesentlig stammer fra nedisningens begynnelses-stadium, og at isen senere har hatt liten bevegelse nede i de dalene som faller mot isens senere bevegelsesretning. Det er derfor nødvendig å undersøke isens transportretning oppe på fjellvidden, idet det kunne tenkes at isen hadde en nordgående bevegelse i de høyere lag, mens der ingen bevegelse var i de underste lag nede i dalene. Men her er det vanskelig å finne bergartstyper som egner seg som ledeblokker. Ottlaukampens grove øyegneis lar seg ikke bruke, fordi helt lignende øyegneis også forekommer i NW, og kan derfor muligens forveksles. I den omtalte ravine ved Ottåen er derimot funnet et par blokker av vel rundet konglomerat av den type som står i Kivfjell, samt stykker av den sorte skifer som står i området SW for Harsjøen. Dette skulle tilsvare en brebevegelse mot ØSØ og SØ. Øst for Rendalen, men noe lenger syd finner vi blokktransportretninger som peker i samme retning. Blokker av granitten ved Mistra, som tilfredsstillter kravene til en god ledeblokktype, ligger spredt mot SØ i ganske stor høyde, således helt oppe på toppen av Tøråsen og i SW-skråningen av Vamfjellet. Schiøtz (1892, s. 13) angir en massetransport av sparagmittblokker oppover bakke mot syd på Valsjøberget og (1892, s. 15) av Orthocer-kalkblokker på samme måte sydover mot Storhøgda fra forekomsten ved Skarven.

Blokker av Væråsens konglomerat finnes spredt langs vegen syd for Mistra. Alle disse observasjoner tyder positivt på en isbevegelse mot sydøst i dette område. Blokker av Mistragranitten finnes ikke nordover. Dette tyder på at isbevegelsen ikke har gått mot nord. Alle disse forhold tatt i betraktning gjør at vi med ganske stor sikkerhet kan si at isskillet ikke kan ha ligget syd for Ottnes under siste istid, og må derfor søkes lenger nord.

Vi må så langt nord som til grunnfjellsvinduet øst for Finstad for å finne gode ledeblokktyper nord for isskillet. De små, men iøynefallende kupper av Åsbydoleritt gir utmerkede ledeblokker, som viser klar spredning mot NW i form av blokkvifter. Her er vi følgelig nord for isskillet, og dette er dermed lokalisert til å ha ligget innen kartbladet Øvre Rendal under slutfasen.

Under et tidligere stadium av siste nedisning, derimot, viser blokkene en annen transportretning. Fra det samme grunnfjellsområde øst for Finstad er nemlig et betydelig antall blokker funnet lenger syd i Rendalen, særlig i den østre dalside. Blant strandstenene ved Lomnessjøen nedenfor Kvernnes finnes mange slike blokker. Enkeltvis finnes også blokker fra Trondhjemsfeltets skifre, som skriver seg fra områder ennå lenger nord. Således synes det bekreftet gjennom blokkstudiene at isskillet har flyttet seg.

Men dette viser også at blokktransporten ut fra området har vært liten. En del av materialet fra nedisningens begynnelse er blitt liggende igjen i dalene, noe som bekrefter Gunnar Holmsens oppfatning herom.

Spør etter en tidligere nedisningsperiode.

Men ennå er ikke alt fortalt om blokkenes transportretninger innen området. I grustak i glacifluvialt materiale nær Alme kort syd for kartgrensen mot Åmot, samt enkeltvis i Rendalens sydlige del, er det iakttatt blokker som ikke kan være kommet fra nord eller vest. Grunnfjellsblokker av ukjent opprinnelse, men som dog må være kommet fra den sydøstlige sektor, finnes i betydelig antall i ablasjonsmorenen omkring Rendalssølen og til dels i stor høyde. Det er grunnfjellsbergarter av slike typer som er kjent i fast fjell fra områdene i sydøst. En enkelt blokk av grovkornig anorthositt er også meldt funnet av Fr. Husebye ved Hornset, nord for Ottnes. Disse

blokkenes transportretninger er således stikk motsatt den som fremgår av studiet av bunnmorenens blokker, og som angir isens siste bevegelsesretning. Dette forhold forklarer Per Holmsen (1951, s. 163) slik at disse blokker, som alltid finnes i underordnet mengde (og hittil bare er iaktatt i glacifluviale avleiringer og enkelte blokker på overflaten, dette vel p.g.a. de lett tilgjengelige observasjonspunkter), stammer fra en tidligere nedisningsperiode da isskillet lå betydelig lenger i sydøst. Spørsmålet står imidlertid åpent om hvorvidt denne nedisningsperiode svarer til den maksimale nedisning under siste istid, eller til den foregående store istid. Det siste forefaller dog ganske sannsynlig. Dette spørsmål fortjener en viss oppmerksomhet, og noen få bemerkninger til dette problem er på sin plass.

Virkelige interglaciale avleiringer er kjent fra Jämtland (bl. a. funn av mammut-knokler, se O. Kulling, 1945). Finnstedene for slike funn grupperer seg omkring to forskjellige områder, det ene omkring utkantene av siste istids nedisningsområde, det annet omkring isskillet (A. Heintz). I Norge er der funnet knokler etter dyr som levde under siste interglaciertid (mammut og moskusokse), hvorav de fleste funn er gjort i øvre Gudbrandsdalen, et område nær isskillet hvorfra massetransporten med sikkerhet har vært liten. I Glåmdalen og Rendalen er det dog hittil ikke gjort slike funn. Disse dyr har ikke levet i Norge etter siste istid, og funnene viser direkte at en del av løsmaterialet fra siste interglaciertid er blitt liggende igjen i landet.

Smeltevannløpene og isrestens beliggenhet.

Mens de foregående avsnitt har behandlet problemer vedrørende isbevegelsen under et stadium da isen ennå dekket hele området som en aktiv (levende) innlandsis, skal der i det følgende omtales de smeltevannsfenomener som er knyttet til et senere stadium, nemlig til den tid da isen var smeltet vekk fra høyfjellsområdene og vesentlig lå igjen i dalene og de tilstøtende lavere deler av terrenget. Det er alminnelig antatt, og ingenting taler imot det, at klimaet under de senere deler av avsmeltningsperioden var blitt så varmt og snegrensen så høy at ingen del av isen nådde oppover denne. Bevegelsen stanset derfor opp, og isen smeltet etter hånden bort.

Fra denne tid skriver alle de gamle smeltevannløpene seg.

Ganske spesiell interesse knytter seg til det system av gamle smeltevannløp som rant til de bredemte sjøer i Nordre Østerdalen, og innen vårt område vil dette si til Øvre og Nedre Glåmsjø, da vannet rant nordover til Orkla og Gaula.

Rendalen. Fra Nedre Glåmsjø's tid har vi noen interessante merker i Rendalen omkring Hornset og øst for Lomnessjøen. Gerd Smådahl fant nedenfor Gammelseter nord for Hårrena ved Hornset en strandlinjelignende flate i omtrent 660 m høyde o.h. Ved den indre kant av flaten er fjellet blottet. Sannsynligvis er det et slags smeltevannløp dannet mellom fjellsiden og isen, som på denne tid fylte både Rendalen og Hårrenas dal. Høyden korresponderer så nøyaktig som kartets høydetall tillater å bedømme det med Nedre Glåmsjø's nivå. Merkene viser i hvert fall at vannflaten i denne bredemte sjø korresponderte med et punkt så langt syd som Hornset. Øst for Lomnessjøen finnes to forskjellige smeltevannløp som kaster lys over beliggenheten av isresten som demte opp Nedre Glåmsjø. Det ene smeltevannløp går fra vannskillet fra Fugsjødalen øst for Lomnesseteren ned mot Rendalen i WSW retning i nær 1,5 km lengde. Det har kolossale dimensjoner. I 100—200 m bredde er alt løsmateriale spylt vekk. Elveløpet begynner med et landskap oppfylt av død-ismorener på østsiden av vannskillet, og nøyaktig på selve vannskillet begynner det renspylte området. Noen enkelte store steinblokker ligger igjen her. Det er her ca. 150 m bredt. Elveløpet munner ut i Rendalen syd for Lomnesseteren i omtrent 660—670 m o.h. med en veldig steinrøys av grove blokker som kalles «Skårdalshammeren» av befolkningen. Løsmaterialet fra elveløpet er her blitt avlastet, antagelig i en mindre randsjø omtrent i Nedre Glåmsjø's nivå. Smeltevannløpets beliggenhet viser at der på denne tid lå en ismasse langs Mistras nedre løp og stengte for vannløpet denne veg. Vannet måtte derfor søke seg veg nordenfor iskanten langs sydsiden av Stenfjellet, hvor der også finnes merker etter smeltevannløp. Det meste av Fugsjødalen var på denne tid oppfylt av is.

I noe over 660 m høyde o.h. finnes langs dalsiden av Kvernesvola fra sydsiden ut mot Mistras dal og videre nordover forbi Lomnesseteren på nedsiden av denne en markert nesten horisontal spylerenne med svakt fall mot nord. Den sees på avstand fra Rendalsens vestsida så snart man kommer et stykke opp i dalsiden, og ligner da en strandlinje. Ved nærmere ettersyn er denne linje bygget

opp med en forhøyet vold ut mot dalsiden, og på innsiden har det rent en vannstrøm. Vannet har tydelig rent langs fjellsiden mellom denne og iskanten. Volden ut mot dalsiden er tydeligvis lagt opp på den måte at stein og grus er ramlet ned fra isen. Kartets høydetall er neppe helt nøyaktige. Tallet 678 ved Lomnesseteren er sannsynligvis noe for lavt. Spylerenen vil ved nøyaktig høydemåling sikkert vise seg å korrespondere godt med Nedre Glåmsjøs nivå (iflg. A. M. Hansen 1895, s. 150: 671 m o.h., G. Holmsen 1915, s. 60: 673 m. o. h.). Den kan følges omtrent sammenhengende fra omkring Løsåkletten til opp for Kvernnes, men mangler så et stykke. Det gjenfinnes langs sydsiden av Kvernnesvola i ca. 780 m høyde ovenfor Mistras bratte dalside på nordsiden. Den finnes også igjen som en akkumulasjonsflate ved Fugvolden sr. (G. Holmsen 1915, s. 37, 80, 83 og G. Smådahl dagbok 1949). Smeltevannløpet skriver seg antagelig fra en tid kort etter at breelveløpet fra Fugsjødalen ble dannet. Isen var nå smeltet såpass meget at smeltevannet fikk avløp langs iskanten syd for Kvernnesvola, fortsatte videre nordover langs iskanten til det munnet ut i Nedre Glåmsjø.

Breelveløpet syd for Lomnesseteren må være dannet av en større vannstrøm enn det som representerte avløpet fra Mistras nedslagsfelt. Et større nedslagsfelt lenger øst synes en kort tid å være drenert denne veg. Interessant i denne forbindelse er at lektor Samuelsen har iaktatt nordvest-gående spylereener i ca. 1000 m høyde vest for Sensjøen (Skjærbekkhø).

Grusmoer i ca. 670 m høyde finnes mellom Rendalen og Trysil-elven (A. M. Hansen 1895, s. 149; Schiøtz 1895, s.4).

A. M. Hansen 1895, s. 150 angir en terrasse ved Akre på 673 m. o.h.

Det skulle av det foregående være klart at isresten i Rendalen under Nedre Glåmsjøs stadium hadde sin største tykkelse syd for Mistra. Men der er også lavere smeltevannsstadier ved Mistra, som skriver seg fra tiden etter Nedre Glåmsjøs uttapning. På nordsiden av Mistra vises lokale akkumulasjonsterrasser i fire trinn under hverandre (iflg. G. Smådahl på 406, 400, 387 og 375), og de må være avsatt av Mistra mot kanten av isresten under suksessive stadier av dennes avsmeltning. På sydsiden av Mistra er det en lignende stor akkumulasjonsterrasse like ovenfor broen ved Misteregga. Ellers er terrenget her oppfylt av grus av stor mektighet med den buklete overflate med grytehull som viser at det har vært avlastet oppå og



Fig. 34. Terrassene ved Mistra, sett mot nord. Fot. P. H.
Terraces at Mistra, seen towards north.



Fig. 35. Terrassene og erosjonsflaten ved Mistra, sett mot nordvest. Fot. P. H.
Terraces and erosion plain at Mistra, seen towards northwest.

omkring isrestene. Det laveste smeltevannstadiet er markert ved en stor erosjonsflate gravet ut av Mistra i dødis-gruset på nordsiden av elvens nåværende leie, vest for vegen til Kvernnes og i 20—30 m høyde over elvens nåværende nivå, 50—80 m over Storsjøens nivå. Ved en skogbrann i 1946 ble hele denne praktfulle gruskjegle synlig på en særdeles oversiktlig måte. Erosjonsflaten omfatter flere underordnede trinn, og den er skåret ut i de svære grusmasser fra dødis-tiden som fyller dalen mellom Storsjøen og Lomnessjøen. Flaten er en ren gruskjegle uten grytehull eller lignende, og dette viser at den stammer fra tiden etter at isen var smeltet vekk fra dødis-gruset på dette sted. Vannstrømmen som eroderte ut flaten, rant i en bue først vestover og derpå sydover mot Storsjøen, men flatens høyde og heldning viser at den har hatt en erosjonsbasis som lå over Storsjøens nivå. Den korresponderer heller ikke med andre flater ved Storsjøen, så vi må slutte at der ennå på dette sene tidspunkt lå en isrest igjen i Storsjøens bassin.

Dette bilde av den siste isrest liggende igjen i Storsjøbassinet fullstendigjøres av israndterrassen ved Storsjøens sydende. Ca. 3 km nord for nordre Løsset ligger der på østsiden en stor terrasse med et stort antall grytehull etter døde isklumper som er blitt isolert fra hovedisresten og nedlastet med grus. Flere av grytehullene danner tjern uten avløp med vannstand i Storsjøens nivå. De største er angitt på kartet. Den østligste vik av Storsjøen består av et halvt grytehull, hvor isen har vært sammenhengende utover i Storsjøen. Høyden av terrassen er 15—20 m over Storsjøens nåværende nivå, avtagende sydover. Også på vestsiden av utløpet, rett overfor n. Løsset, ligger store dødis-groper. Gården Neverdalen ligger nede i en slik grop.

Gjennom den beskrivelse som er gitt i det foregående, er det klart at den siste isresten i Rendalen lå igjen i Storsjøens bassin. Om der samtidig lå en mindre isrest igjen i Lomnessjøens dypeste parti er usikkert.

A. M. Hansen (1895) trakk den slutning at «morenene» ved nordenden av Storsjøen, Sensjøen (i Trysilelvens dal) og st. Engeren var lagt opp av en nordgående brebevegelse i disse dalfører. Han gikk ut fra at breskillet lå adskillig lenger syd, og søkte å bortforklare Schiøtz' klare beviser for den sydgående blokktransport.

Glåmdalen. Det sydligste sted i Glåmdalen hvor Nedre Glåmsjø's strandlinje vises tydelig, er i Atneglopen, nord for Atna, hvor

G. Holmsen (1915, s. 65—66) målte den til 666 m o.h. Strandlinjen vises tydelig på avstand. Svake linjer i tilsvarende nivå kan sees på avstand også i Kjølshøberget og ifølge Ivar A. Streitlien (dagbok 1943) også i Atnoskletten, men disse linjene er ikke utviklet som tydelige strandlinjer når en ser nøyere etter. Det er derfor ganske tydelig at isresten på det nærmeste fylte både Glåmdalen og Atnedalen så lenge Nedre Glåmsjø eksisterte.

Streitlien har forøvrig (dagbok 1943) iaktatt en strandlinje på 736 m høyde NV for Stenbakåsen, et utspring på Atneglopen, hvor også en strandlinje tilsvarende Øvre Glåmsjø nivå er utviklet tydelig. Den øvre strandlinje ender i en stor spylerenne mellom Stenbakåsen og fjellsiden innenfor, og finnes ikke østenfor. Denne linjen må derfor være avsatt i en lokal bresjø i Atnedalen da isen i det vesentlige demte ved Stenbakåsen.

Etter at Nedre Glåmsjø var tappet ut gjennom Rendalen, må det en tid ha eksistert en bredemt sjø i Glåmdalen som hadde sitt avløp over Barkaldkjølen ved Jutulhugget, nemlig «Jutulhuggsjøen» (Chr. Oftedahl 1954, s. 22). Det laveste punkt av terskelen ved Jutulhugget er 509 m o.h., men vi finner ikke noen tydelige strandlinjer i Glåmdalen fra dette nivå, hvorfor sjøen ikke kan ha hatt lang levetid. Men der finnes en rekke akkumulasjonsterrasser i Glåmdalen og dens mindre sidedaler svarende til forskjellige uttapningstrinn av Nedre Glåmsjø. Disse lokale terrasser grupperer seg omkring fire nivåer, nemlig ca. 570—75, 560, 530—40 og 510—20 m. o.h. (G. Holmsen 1915, s. 65, 142). De bærer preg av raskt oppbyggete dannelser ved munningen av bekker. Disse lave trinn er synlige i Kjølshøberget (G. Holmsen 1915, s. 65 og K. O. Bjørlykke dagbok 1902; Chr. Oftedahl 1954, s. 22). Streitlien (dagbok 1943) har påvist slike lokale terrasser så langt syd som n. og s. Bjøråen.

Den isresten som demmet opp Jutulhuggsjøen måtte følgelig ligge syd for søndre Bjøråen, i hvert fall mot Jutulhuggsjøens siste stadium. Det lar seg også gjøre å fastslå hvor langt sydover denne isresten lå i Glåmdalen. Chr. Oftedahl (1954, s. 25) påviser at der langs vestre dalside i Storelvdal går en rekke spylereenner, særlig er den store spylerenne mellom store og lille Snippen utpreget. Den begynner vest for Svartåsen i ca. 570 m høyde og munner mot syd ut i Glåma ved Baggeroa syd for Stai. På det tidspunkt da vannet rant her, må isresten i Storelvdal ha hatt sin største høyde nord for Trya, slik at vannet fra denne elvens nedslagsfelt har tatt det nevnte

løp. På østsiden av Glåmdalen finnes en stor nordgående spylerenne i ca. 630 m høyde mellom Raufjellet og den lille høyde merket 640 på kartet syd for Bjøråneset. Derfor hadde isresten sin største høyde (på vedkommende tidspunkt) syd for Bjøråneset. Ved Elvlien øst for Koppang stasjon går en stor spylerenne mot syd ned til under 420 m-nivået. Isresten har derfor sin største høyde nord for dette sted(på tilsvarende tidspunkt). En sammenstilling av alle disse observasjoner peker på at den siste isresten i Glåmdalen lå i Storelvdal med sin største tykkelse omtrent rett syd for Månkampen.

Forskjellen mellom beliggenheten av isskillet og isresten.

Studiet av blokktransportretninger og smeltevannløp i Rendalen har vist at den siste isresten lå igjen syd for det område som kan utpekes som isskillet beliggenhet. Det er en forskjell på minst 20, høyst 50 km mellom disse to steder. Denne forskjell i beliggenhet skal i det følgende søkes forklart.

Om vi går ut fra at isskillet, slik dette er definert ved blokkenes transportretning, angir beliggenheten av innlandsisens høyeste parti, behøver ikke isen av den grunn å ha hatt sin største tykkelse nettopp i det samme område. Terrenget har for det første en viss skråning fra vannskillet mot SØ, både på den måte at fjelltoppene gjennomgående når høyere opp, og dessuten ved at dalene når dypere ned i SØ. Storsjøens bassin når f. eks. ned til ca. 60 m o.h. For det annet har denne skråning av landflaten vært større under den senere del av nedisningstiden, hvilket fremgår av strandlinjenes helling. Landhevningen etter istiden har vært større i øst enn i vest (ifølge G. Holmsen 1915). Istykkelsen har derfor avtatt sterkere i retning av vannskillet enn i den motsatte retning, og det er derfor sannsynlig at isen hadde sin største tykkelse i et område som lå SØ for isens høyeste punkt (isskillet). Da klimaforandringen under slutten av istiden medførte at snelinjen steg høyere enn isens overflate, måtte marken hurtigere bli isfri nordenfor enn syd for isskillet, noe som jo i høyeste grad er illustrert ved de bredemte sjøers utbredelse.

En medvirkende faktor til dette avsmeltningsforløp kan vannmassene i de bredemte sjøer ha vært, fordi en stor del av disse sjøeres



Fig. 36. Glåmdalen ved Atna. Fotografert mot nord. Til høyre terrasser i Kjøl-sjøberget, til venstre Atneglopen med tydelig strandlinje i nedre Glåmsjø's nivå.
Fot. Chr. O., 1/8 1942.

Glåmdalen valley at Atna. View towards north. To the right terraces in Kjøl-sjøberget, to the left Atneglopen with distinct shore line of the ice-dammed lake of «Nedre Glåmsjø».

nedslagsfelt allerede var isfritt. I sommertiden kunne vannet fra disse isfri deler av nedslagsfeltet bli oppvarmet, og vannet i de bredemte sjøer på denne måte bli tilført en større varmesum enn den ville mottatt i et isdekket område. Denne økede varmesum måtte for en del komme isavsmeltningen til gode i bresjøområdet i tillegg til ablasjonen. Bresjøene kunne på denne måte smelte seg innover i isen, ikke bare direkte, men også derved at isen kalvet fra sidene og fra bunnen og smeltet i sjøen. Denne virkning måtte øke mot sluttstadiet av avsmeltningen.

Alt i alt må forskjellen i beliggenhet mellom isskillet og den siste isresten sies å være liten. Forskjellen beløper seg i Rendalen ikke til mer enn høyst 50, minst 20 km. Det er imidlertid sikkert påvist at denne forskjell har eksistert, og den lar seg også forklare på en tilfredsstillende måte.

Den glacifluviale dalfylling.

Det som i kvartærgeologisk henseende kjennetegner dalførene Glåmas og Trysilelvens vannsystemer fremfor de andre dalfører på Østlandet er den store rikdom på glacifluvialt materiale. Dette gjelder også Gudbrandsdalen nord for Rostens innsnevring. Det er iøynefallende at det nettopp er i disse dalfører at vi har hatt de bredeste sjøer med en død isrest liggende igjen nede i dalene under det siste stadium av innlandsisens avsmeltning. For å finne løse masser som i mengde kan måle seg med Glåmdalens eller Rendalens, må vi gå til de store israndsterrasser syd for de store sjøer på Østlandet, nemlig på øvre Romerike, syd for Randsfjorden og syd for de store sjøer i nedre Telemarken.

Det er påtagelig hvordan de største masser av løsmateriale ligger samlet i de større dalene. En nærmere undersøkelse av disse grusmassenes oppbygning og sammensetning har godtgjort at storparten av materialet er avsatt av rennende vann under avsmeltningen av isresten. Et stort antall detaljprofiler beskrevet i Fr. Husebyes dagbøker viser lagdelt og/eller sortert materiale, også der hvor det øverste lag utgjøres av en usortert ablasjonsmorene.

Disse glacifluviale masser er i stor utstrekning konsentrert i hoveddalene langs Glåma og Rena, men betydelige masser er også hopet opp i dalene langs Atna, Imsa, Mistra, Flena og over Kjemsjøen. I Glåmdalen og Rendalen har disse grunnmasser gitt dalen et topografisk særdrag som skal omtales nærmere. Dette særdrag omfatter to ledd, nemlig de laterale grusfyllinger og den forsenkede dalmidte (fig. 39).

Det alminnelige tverrsnitt av Rendalen kan beskrives slik: nærmest elven strekker det seg et lavt område av mer eller mindre regelmessige sletter, moer, i en bredde av 100—500 m, som gjerne skråner svakt ned mot elven. Fra disse lave sletter reiser det seg en høy og meget markert brattkant, gjerne 20, opptil 30 m høy. Denne brattkanten kalles i Rendalen for «Egga». Fra toppen av «Egga» utbrer det seg et landskap av typisk glacifluvial karakter med kupert overflate innover mot dalsiden, ofte med det høyeste parti ut mot brattkanten. Den indre kant av dette landskap mot dalsidens bunnmorene utgjøres meget alminnelig av en forsenkning med små myrstrekninger eller tjern. Det er dette glacifluviale landskap som utgjør den største del av de løse masser. De to forskjellige ledd i da-



Fig. 37. Brattkanten («Egga») i Rendalen ved Øren. Fot. P. H.

The steep slope of lateral, glacifluvial deposits («Egga») in Rendalen at Øren.

lens morfologi står som regel i skarp kontrast mot hverandre, på den ene siden dalfyllingen hvis mest iøynefallende trekk er egga ut mot dalen, og på den andre side dalens lave midtparti hvor dalfyllingen mangler.

Først skal dalfyllingen omtales. Dette ledd i landskapets morfologi er så karakteristisk at det fortjener en egen geologisk term. Jeg vil foreslå betegnelsen «den glacifluviale dalfylling», eller kortere bare «dalfyllingen». Dalfyllingen kan være utviklet symmetrisk på begge sider av dalen, som f. eks. i mesteparten av Rendalen mellom Rødsbakken og Storsjøens sydende, eller den kan bare være utviklet på den ene side, som omkring søndre Løsset, syd for Rødsbakken samt omkring Storsjøens nordende. Langs Storsjøen mangler dalfyllingen på begge sider fra Flena til den senglaciale randterrasse nær sydenden. I Glåmdalen er dalfyllingen også meget vel utviklet innen våre kartbladsområder, kanskje særlig omkring Evenstad—Imroa og fra Stai og nordover.

Dalfyllingens glacifluviale karakter fremgår foruten av at det lag-

delte materiale undertiden er dekket av en usortert og blokkførende ablasjonsmorene, også derav at den inneholder grytehull og eskerlignende dannelser. I Rendalen er grytehull alminnelige på vestsiden lengst i syd fra Røas utløp i Rena og langt sydover inn på kartblad Åmot, vest for Storsjøens sydende, og fremfor alt i det store «dødis-landskap» vest for Deset. På østsiden er grytehull alminnelige omkring Hugstjernene, fra Deset og nordover så vel som i israndsterrassen nord for Glesua. Grytehull, om enn ikke av fullt så regelmessig form finnes både nord og syd for Mistra i de veldige dalfyllinger der. Eskerlignende dannelser (åser, geiterygger) finnes mange steder innen begge kartblad, men som nevnt fremfor alt i dødis-terrenget vest for Deset. En nesten sammenhengende esker går fra plassen Netlandsdalen sydover til Mostjern, en strekning på nær 4 km, og her når dalfyllingen kanskje sin største mektighet, idet toppen av eskeren er ca. 120 m over Rena. Dalfyllingen nord for Mistra når opp til nær 90 m over Storsjøen.

Materialet i dalfyllingen kan veksle sterkt i kornstørrelse. Alminneligst er grov og middels sand, men den kan også inneholde lag av rullestein og lag av finere materiale. Som oftest finner man en tydelig lagdeling, men det er ikke alltid tilfelle. Den store eskeren vest for Deset (der er flere mindre) består delvis av grovt rullesteinsmateriale, men deler av den består også av sand. Langs sidene av den forekommer grytehull, til dels omslutter den også grytehull-lignende forsenninger. Materialet er lett gjennomtrengelig for vann. Således finnes en rekke tjern uten synlig avløp. Bekken fra Vestertjernene renner mot NØ ned i et stort grytehull like innenfor eskeren, hvor vannstanden varierer meget sterkt (6—8 meter) i årets løp. Mostjern, som har tilløp fra et ganske betydelig område omkring Marismyren, har ikke noe synlig avløp, men en stor bekk kommer ut av gruset oppe i brattkanten ut mot Rena ved den store sving mot vest nord for Deset. Materialet kan også bestå av finere materiale, således i et åpent brudd ved Renda like syd for Færgestuen ved Deset, hvor materialet består av lagdelt kvabbrik mo.

Det største område med kvabb finnes øst for Lomnessjøen og sydover. Her ligger kvabb-avleiringer over et stort område, delvis dekket av en blokkrik ablasjonsmorene. Navnet Lerbekken, som munner ut i Lomnessjøen på østsiden, kommer av at den graver i kvabbavleiringer. Kvabben er tydelig lagdelt og er med sikkerhet avsatt i temmelig stillestående vann. Den ligner fullstendig på de ekte bresjøsediment-



Fig. 38. Snitt gjennom «Egga», ravinen ved Rødsbakken i Rendalen.
Fot. P. H. 1952.

Section through lateral, glacialfluvial deposits («Egga»), ravine at Rødsbakken in Rendalen.

menter, og det ville være nærliggende å tenke seg at den var avsatt i en bredemt sjø (Nedre Glåmsjø), hvis lagene ikke var dekket av en 0,5—1 m tykk usortert ablasjonsmorene. Terrenget sydover fra Kvernnesgårdene består i overflaten av blokkrik morene, og steingjerdene viser morenekarakteren særdeles tydelig. Men ved brønngraving for flere bruk sydover til rett øst for Stortjern kommer man overalt ned i den lagdelte kvabb. Ablasjonsmorenen kan neppe være avsatt fra drivende isfjell i en større brddemt sjø, da den også mangler over deler av området. Vi tvinges derfor til å tro at kvabblagene er avsatt under isen i store åpne hulrom, eller i mellomrommene mellom de gjenliggende rester av isen. Landskapets «dødis-karakter» med grytehullignende forsenkninger (Stortjern) støtter denne antagelse.

Dalfyllingens materiale veksler altså i kornstørrelse mellom yttergrensene. Denne høyst uensartede sammensetning, og den til dels dårlige sorteringsgrad kommer også direkte til syne i enkelte snitt

gjennom dalfyllingen langs nyanlagte veger. Men ingen steder finnes et så godt snitt gjennom dalfyllingen som i den ravine nord for Rødsbakke som skal omtales i det følgende.

Tørrdaler.

Fra Rødsbakken og nordover er dalfyllingen særlig vakkert utviklet. Egga hever seg bratt opp som en 20—30 m høy bastion øst for de lave og flate sandmoer hvor vegen går. Ca. 1 km nord for skolen sees i dag to friske raviner som skjærer gjennom brattkanten som tørrdaler. Den nordligste er den største. Under særlig langvarig og rikelig nedbør renner det en bekk gjennom denne, som forsvinner i sanden foran munningen. Begge de to raviner oppsto i 1938 om våren under sterk snesmeltning. En større vannmasse av smeltevann hadde samlet seg i forsenkningen innenfor brattkanten, som på en strekning her har et par meters overhøyde ut mot dalen. Plutselig en ettermiddag kom massene veltende ut av brattkanten i form av skred, med en masse vann. Det hele sto på i ca. 15 minutter og var ledsaget av bulder og brak. Massene la seg opp som to regelmessige flate gruskjegler ut fra brattkanten, den største nådde ca. 150 m frem til vegen og blokkerte denne. Skredgropene fikk form av bratte raviner, og sidene i den nordlige står til dels ennå i friske snitt. Der sees vekslende lag av sand og grus, til dels kvabholdig sand, men et lag rikt på grovt rullesteinsmateriale sees også. Se fig. 38. Lagene er skråttstillet med vekslende fall i vekslende retninger, og nær brattkanten kan det sees at større setninger har foregått hvorved lagene er brutt av. Sorteringsgraden er ikke særlig høy, bare enkelte sandlag virker noenlunde vel sortert. Hele avleiringen virker som om den er raskt sammenskyt av rennende vann med sterkt vekslende strømhastighet.

Det finnes et stort antall av gamle tørrdaler som gjennomskjærer brattkanten, og de er i alminnelighet bygget opp på samme måte som ravinen ved Rødsbakken med en gruskjegle foran munningen. Det antas at dannelsen av dem er foregått på samme måte som den.

Daltverrsnittets utvikling.

Det annet ledd i daltverrsnittets morfologi er den lave dalmidte hvor dalfyllingen mangler (fig. 39). To forskjellige forklaringer

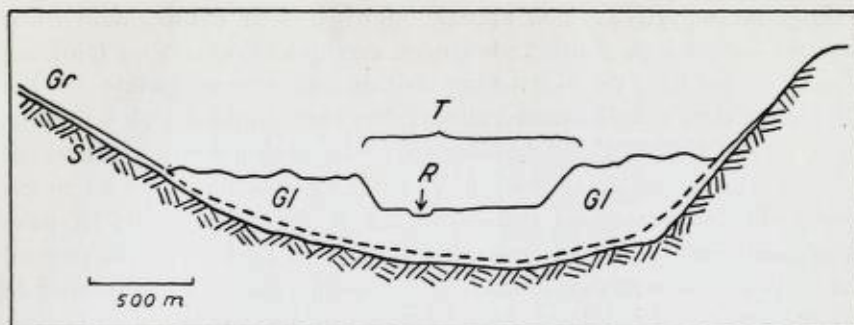


Fig. 39. Skjematisk tverrprofil i Rendalen ved Deset.

Schematical cross section in Rendalen at Deset.

- Gr. — Bunnmorene — *Ground moraine.*
 Gl. — Glacifluviale avsetninger — *Glacifluvial masses.*
 T. — Det lave midtparti — *The central trench.*
 R. — Rena elv — *The river Rena.*
 S. — Fast fjell — *Bed rock.*

synes i første omgang mulig for hvordan det er oppstått. Det bør imidlertid sees i nøye sammenheng med dannelsen av dalfyllingen. Det mest nærliggende synes i første omgang å være at hele daltverrsnittet opprinnelig har vært fylt med grus i høyde med dalfyllingen på begge sider, men at dalmidten er gravet vekk av elven. Hvis dette var tilfellet, måtte disse grusmassene finnes igjen lenger nede ved vassdragene, hvor hovedmengden av materialet (det grove) var avsatt. I Rendalen ovenfor Storsjøen er dette karakteristiske dalprofil utviklet helt fra øverst i Tyldalen, en strekning på ca. 70 km. Bredden av dalmidten er anslagsvis 0,6 km og høyden av brattkanten kan anslås til i middel 30 m. Den masse som i så fall måtte være fjernet, kan derfor anslås til minst 1,25 kubikkilometer. Hertil kommer de masser som på samme måte måtte være fjernet fra Undsetdalen. Disse masser måtte, hvis forutsetningen var riktig, være avsatt postglaciale i Storsjøens bassin, fra Mistra og utover. I den nordre ende av Storsjøen finnes riktignok store grusmasser, men ikke på langt nær slike mengder. På samme måte måtte vi vente å finne igjen alle de grusmasser som i så fall var fjernet fra Glåmdalen og søndre del av Rendalen, og da det karakteristiske dalprofil finnes igjen så langt syd som ved Elverum, måtte det være avlastet sønnenfor her. Det ville dreie seg om flere kubikkilometer. Hele Solørbassinet er

riktignok oppfylt av løse masser opptil 100 m dybde, men disse masser består ifølge utførte boringer av finsand, kvabb og leire, og herav er det bare de øverste lag som er sikkert postglaciale.

Det er derfor helt usannsynlig at den manglende del av dalfyllingen i Glåmdalen, Rendalen og en rekke andre større dalfører er oppstått ved postglacial erosjon. Vi tvinges derfor til å søke en annen forklaring på hvorledes tverrprofilet i dalene er oppstått. Et nærmere detaljstudium av brattkanten (Egga) vil kaste lys over problemet. For det meste er denne ikke tydelig erodert av strømmende vann, selv om det nok er skjedd enkelte steder. Fr. Husebye beskriver derimot i sine dagbøker enkelte lokaliteter, hvor grytehull-lignende forsenkninger opptrer i brattkanten, som viser at denne i hvert fall på enkelte steder bærer preg av at grusmaterialet er avsatt mot kanten av en isrest. Spørsmålet er nå om brattkanten i sin helhet er dannet på denne måte. Hvis så er tilfelle, må der på ethvert sted langs etter dalen ha ligget en isrest av langstrakt form på det tidspunkt da de løse masser ble avsatt. Dalmidten, d.v.s. det manglende i profilet, må da representere den plass hvor denne isresten lå. Denne forklaring har meget for seg, og hvis vi kan finne grytehull eller andre merker etter isrester i de lave sletter nedenfor brattkanten, taler dette direkte for en slik antagelse. Slike grytehull finnes, men de er ikke alminnelige. Ved Deset er Arnestutjernet et slikt grytehull, og syd for søndre Løsset finnes flere grytehull i det lave terrenget nedenfor en utpreget brattkant, hvorav Harptjern er det største. Israndterrassen øst for Storsjøens sydende tilhører også det lave terrenget i dalmidten, og der er det et stort antall grytehull, og på vestsiden like overfor nordre Løsset går Storsjøen inn i en markert bukt inn i et grytehull som på sydsiden grenser mot en lav furumo. Utenfor kartbladområdene finnes slike lavtliggende grytehull på vestsiden av Rena like ovenfor Osas utløp. I Osdalen er det samme iaktatt. I Glåmdalen ligger flere grytehull i den lave sandterrasse omkring Kvernmoen, vest for Glåma ved Ophus. Disse lave grytehull viser at de lave moene langs elvene ikke bør oppfattes som helt postglaciale dannelser, men nærmest som finiglaciale, og bare som delvis postglaciale.

Det bilde vi kan danne oss om isavsmeltingen i dalene og dannelsen av de laterale dalfyllinger, ser derfor omtrent slik ut: henimot det siste stadium av isrestens avsmeltning, og sannsynligvis noe etter at Nedre Glåmsjø var blitt tappet ut i Rendalen, lå det en lang is-

pølse igjen langs etter dalen. Smeltevannet rant i den første tid deretter langs denne ispølsen enten på den ene eller på begge sider av dalen. De store masser av sand og grus som disse iselvene førte med seg, ble avlastet langs ispølsen, og ettersom denne smeltet av fra sidene av, ble gruset også stadig transportert og avlastet på ny, stadig til lavere nivåer og henimot midten av dalen. Dette foregikk inntil ispølsen var blitt så tynn og smal at vannet tok veg innunder og inn i ispølsen. Fra da av skjedde ingen nevneverdig omleiring av de allerede dannede laterale dalfyllinger, som da støttet seg til isen langs etter dalens midte. Da isen smeltet bort, ramlet gruset bare ned og inntok sin naturlige skråning slik som Egga står nå. Det vannet som til slutt rant inne i og under isen arbeidet fra det tidspunkt av i det morenemateriale som lå under isen, og planerte etter hvert ut de flate moene som vi finner langs vassdragene, og etter som også den siste rest av ispølsen smeltet bort, ble de fleste av grytehullene fylt igjen. Det er også ganske alminnelig å finne områder nede i dalmidten hvor blokker fra underlagets bergarter er hyppige, noe som viser at det er en utplanert bunnmorene her, i motsetning til materialet i dalfyllingene. Et større område i dalen mellom Deset og Rødsbakken består av bunnmorenemateriale.

Merker etter tapningskatastrofen av Nedre Glåmsjø.

Bortsett fra de veldige steinmasser omkring Jutulhuggets munning i Tyldalen og de store rensfylte partier fra fjellet på østsiden av Barkaldkjølen, er det vanskelig å påvise med sikkerhet noen spor etter tapningskatastrofen lengere syd i Rendalen. Der finnes riktignok en mengde bratte berghammere på begge sider av dalen omkring Storsjøen og lenger syd, hvor der intet løsmateriale er, og der finnes også rikelig med høytliggende spylerenner og utvaskede flater i bregruset langs Rendalens østside syd for Storsjøen. Men det lar seg ikke gjøre å skille ut ett bestemt trinn som med sikkerhet er oppstått under tapningskatastrofen. Vi må derfor tro at vannet tok vegen over selve isen, og at det materiale som ble avsatt under denne første store vannstrøm siden er blitt omleiret og ført videre under den senere suksessive avsmeltning av dødisresten i dalen, og at sporene på denne måte er blitt utvisket.

Klimatiske svingninger etter istiden.

Etter at innlandsisen forsvant fra den Skandinaviske halvøy, har klimaforholdene skiftet flere ganger. Varmekjære løvtrær, som f. eks. lind, alm, hassel m. fl. hadde en gang større utbredelse enn i nutiden, også i innlandet. Det er særlig ved studier av torvmyrenes lagdeling og de oppbevarte planterester i dem at de klimatiske variasjoner blir tydelige. Men det foreligger ingen systematiske undersøkelser av torvmyrer i Østerdalene. Imidlertid er det blitt funnet hasselnøtter under grøftegraving ved Rødsbakken (Innsendt av Asbj. Nergård, Åsta), og da det ikke vokser hassel i nærheten av finnestedet nå til dags, må nøttene skrive seg fra en varmere tid da hasselen hadde større utbredelse enn nå.

Innen kartbladet Ytre Rendal vokser imidlertid ennå i nutiden hassel ved Andrå i ca. 350 m høyde over havet. Den må oppfattes som en flora-relikt som har klart å overleve fra en varmere tid. Nettopp her ved Andrå-gårdene er det et særlig gunstig voksested fordi den sorte kambriske skifer er den brukbareste jord innen hele området, og fordi stedet ligger særlig gunstig klimatisk beskyttet, sydvendt og oppunder åsen.

Et annet lite område med relikte floraelementer finnes i de sydvendte urer nede i Jutulhugget, hvor flere varmekjære tresorter, som lind og alm, ennå vokser ganske frodig. Også dette må være en relikt fra en varmere tid, her begunstiget vesentlig av en rent lokal sommervarme.

Summary.

Introduktion.

The solid rocks of the map sheet Ytre Rendal and Storelvdal have been mapped by Per Holmsen and Chr. Oftedahl, the former mapping the eastern halves of the sheets and the latter mapping the western halves, the area being divided along the water-divide between the valleys Rendalen and Glåmdalen. The quaternary deposits on the sheet Ytre Rendal have been mapped by Gunnar Holmsen with Ivar Streitlien and Gerd Vogt as collaborators, and by Fredrik Husebye and Per Holmsen for the sheet Storelvdal. The field work started in 1942 and was terminated in 1953.

Occasional geologic observations have been made during the first half of the last century by some of the early Norwegian geologists. The first description of the sparagmite system appeared in 1879 by Th. Kjerulf. Later in the century O. E. Schiøtz did very careful mapping in part of the area of the map sheet, and later Törnebohm surveyed the essential parts of the area during his regional mapping of the central Caledonides. Later Bjørlykke (1905) published many detailed observations from the area. Later a few geologists have touched upon the area, and a number of the neighbouring map sheets have been published: W. Werenskiold (1911), the map sheet Søndre Fron, O. Holtedahl (1921), the map sheet Engerdalen, and Chr. Oftedahl (1952), the map sheet Øvre Rendal. Problems of the quaternary deposits have been discussed by Gunnar Holmsen (1915) and Per Holmsen (1951).

The rock types.

The rock types belong to the following groups:

Pre-Cambrian, essentially granitic rocks of the Fenno-Scandian shield area.

Sparagmite Group, comprising a sequence of sedimentary formations. The term sparagmite was applied to a feldspar-rich sandstone by J. Esmark (1829). This rock type, which has been classified as arkose, is characteristic for the group. The age is Eo-Cambrian, a term used by W. C. Brøgger, describing the group as being deposited just before fossiliferous lower Cambrian. The greater part of the rocks in question have been thrust, mostly for moderate distances only, the primary structures and textures being remarkably well preserved. In a far-travelled complex the rocks are moderately deformed and partially recrystallized.

Cambrian and Ordovician formations very subordinate in quantity but of stratigraphic importance.

Thrust crystalline rocks of various kinds. One group, comprising anorthosite, pyroxenite, gabbro and dolerite, may be classified as igneous. Another group, comprising augengneiss and granitic gneiss, is transformed by metasomatism. A third group, comprising green schists and quartz-mica schists, are true sediments.

Tectonics.

The imbricate structure is the most conspicuous tectonic feature. It is especially well developed between Glomma and Storsjøen from south of Kjemsjøpasset to Tronkberget and perhaps further south to Krokskjærene at Ophus. The constant northern dip of 10—20° over a distance of 13—20 km would, if the schistosity was considered primary, give quite an impossible thickness for the beds. Thus it is quite clear that the beds have been repeated many times. To a certain degree they have also got a secondary schistosity. Proof for the breaking up of an earlier stratigraphy and mixing of layers by imbrication is obtained from the section through Kivfjell and the section Svarttjern—Svarttjernkampen as well as north of Andrå, where the observed sequence cannot possibly be primary.

Folding is rather rare. Only two places within the area of the map sheets is seen more large-scale folding: between Imsa and Trya and between Glomma and Rena at the southern border of the area. In the latter district the folding is a continuation of the down-folding which continues from Ringsaker at Mjøsa. Small-scale folding occurs in the Koppang district.

Lination is very frequent on the schistosity planes of the sparagmites. It is defined by the longer diameter of small mica blades and by the drawn out quartz and feldspar grains. Its direction is to the west-northwest.

Tectonic units.

It is possible to distinguish between a number of tectonic units within the described area, depending on difference in rock types or difference in degree of metamorphism. Thus it has been possible to distinguish between the following units:

1. The Lower Jotun nappe is the highermost unit of long transported rocks which are clearly different from all the rock types of the sparagmite system. They comprise gabbro, pyroxenite, anorthosite, green schists, and augengneiss. They occur only within the sheet Ytre Rendal.
2. The Kvitvola nappe comprises sparagmite rocks which have been thrust a considerable distance. It is characterized by beds of dolomite and by a typical conglomerate schist. It is most evident as a nappe in the mountain Kvitvola on the map sheet Engerdal to the east. However, at Koppang and several places in Rendalen the same schistose light sparagmites together with dolomite beds and conglomerate schists occur, and thus these rocks are also considered belonging to the Kvitvola nappe.
3. The Sparagmite nappe consists of rocks belonging to the sparagmite system much less deformed than those in the Kvitvola nappe. This tectonic unit covers most of the western half of the map sheet Storelvdal. This unit continues westwards to Gudbrandsdalen and makes up the central part of the area of the Sparagmite group.
The northeastern half of the map Ytre Rendal is covered by sparagmite rocks of similar degree of deformation and metamorphism, and these rocks are referred to the same tectonic unit.
4. The series dark-light sparagmite in the northernmost part of the sheet Ytre Rendal occupies in many ways a transition between the far travelled Kvitvola nappe and the only slightly moved Sparagmite nappe.
5. The Quartz Sandstone nappe occurs east of Rendalen. It consists essentially of Vardal sparagmite and Ringsaker Quartzite. It is

supposed to be identical with the Quartz Sandstone nappe which fringes the sparagmite area in the south between Elverum and Randsfjord.

The relative ages of the thrusting of these several units are unknown and can be determined when a larger part of the Caledonian orogenic zone is considered. However, one major result is obtained by the recent mapping. The imbricate structure which includes the Lower Jotun nappe and the Kvitvola nappe shows that these nappes were thrust over their recent basements before the imbricate structure was formed. This structure is considered by Strand (1951) to belong to a late tectonic phase, Svalbardian (Middle Devonian), the youngest tectonic phase of the Caledonides. The fact that the imbricate structure has broken up all earlier folds and nappe structures, explains why it is such a difficult task to explain the tectonic history of the area described.

The Pre-Cambrian.

The pre-Cambrian along Rendalen south of Andrå forms an offshoot from the large pre-Cambrian area of Southern Norway. It is bounded by the Rendal fault to the west and is overlain by moved quartz sandstone to the east.

The most frequent rock type is a semi-porphyratic biotite-bearing granite with a red-spotted appearance. Varieties as aplite and ordinary porphyritic granite occur. At Deset remnants of an older gneiss-mica schist complex are found. In places the granite carries inclusions of greenstone and diabase.

Dark diabase dikes of the «Åsby type» cut the granite south of Andrå and in some other localities.

Thrust pre-Cambrian at Mistra. Along the river Mistra a little area of pre-Cambrian rocks occurs. It has been mentioned by a number of earlier geologists. The rock type is the same red-spotted granite as farther south, rich in inclusions of greenstones. The pre-Cambrian rocks form a little nappe which is part of a larger thrust, the «Mistra thrust». This is demonstrated by the fact that at Mistra the granite is resting on tillite and grey sparagmite. These rocks have originally been deposited on the granite but have now an inverted position. Zones of mylonite are observed within the granite (Fig.3).

Thust pre-Cambrian at Andrå. This little granite nappe is repeated two, possibly three times. It is thrust above quartz sandstone, and carries remnants of basal tillite.

Autochthonous Sediments East of Rendalen.

*Moelv Sparagmite*¹ occurs essentially in the easternmost part of the sheet Ytre Rendal. This area represents an extension of the larger area of Moelv sparagmite on the sheet Engerdalen, east of Ytre Rendal. In Engerdal this formation was supposed to be autochthonous by earlier geologists.

The Moelv Sparagmite is overlain by a thick bed of polymictic conglomerate, which continues eastward on the sheet Engerdal.

Moelv Tillite occurs at ø. Kvitåsen above the mentioned polymictic conglomerate.

At the shore of Storsjøen, south of Andrå, a tillite crops out. It stratigraphically corresponds to the Moelv Tillite, but has been deposited directly on the pre-Cambrian, see Figs. 4 and 5.

In the little river Møra, south of Storsjøen, the basal tillite rests with a primary (sedimentary) contact on the pre-Cambrian.

In Ludalen the basal tillite occurs at the boundary between the sheets Storelvdal and Trysil. It continues most likely eastwards to Slemberget, where it overlies Moelv sparagmite.

Ekre Shale. East of Storsjøen towards Ludalen the red Ekre Shale crops out in a number of localities. It is partly folded to a steep position by the thrusting of the stiff plate of the overlying Quartz Sandstone. Further north there are outcrops between Osdalen and Mistra.

Quartz Sandstone. At Mjøsa this youngest formation of the Sparagmite Group is divided into the lower Vardal Sparagmite and the upper Ringsaker Quartzite. Rocks corresponding to these units occur in a number of places on the sheets Ytre Rendal and Storelvdal. Mostly they have been moved, with a well developed thrust plane, but still they are considered autochthonous, because below the thrust plane corresponding rocks crop out in a few localities:

1) Quartz conglomerate, overlain by Cambrian shale at Sveen, 2 km NE of Deset, 2) quartz conglomerate and quartzite with primary contact against pre-Cambrian in Kvernbekken, south of Sveen, and

¹ Moelv (o: Mo-elv = river Mo).

3) quartzite close to the pre-Cambrian in Ulebekken, 5 km N of Deset. These rocks correspond to the Ringsaker Quartzite.

Cambrian Shale occurs close to Andrå at Storsjøen («1 d» of the Oslo region stratigraphy), at Grøndalsseter, at the road Storsjøen—Engerdal as numerous erratics in the ground moraine, and in Kvernbekken. In the last-mentioned locality the shale with a thin basal conglomerate, overlies the quartzite.

Orthoceras Limestone is found as an erratic occurring close to the outcrop of the overlying Ogygiocaris shale at Storsjøen, 1 km N of Andrå. The older geologists also found a limestone exposure at Skarven. Here the limestone is considered to belong to the Quartz Sandstone nappe.

Thrust Sediments East of Rendalen.

Moelv Sparagmite (the light sparagmite) occurs in the northeastern corner of the sheet Ytre Rendal. It is a coarse, clastic arkose, rich in unaltered, red feldspar fragments. The rock covers a considerable area to the north and northeast. The southern border along the river Mistra is tectonic, in that the sparagmite has been thrust above the younger Ekre shale south of Kvernesvola. The overthrust dies out at Grøna. Thus the thrust width appears to be very short. The uppermost bed of the formation is made up by polymictic conglomerate, occurring i Kvernbekken.

Moelv Tillite occurs just north of Lomnesseter and in Ellingså-kletten. The bedding shows the tillite to be lying within the light sparagmite, no doubt a tectonic position.

In a number of localities in and around the little nappe of pre-Cambrian rocks at Mistra typical tillite occurs. It carries angular blocks of granite, red and white quartzites, and quartz porphyry. Its stratigraphic position corresponds to that of the Andrå tillite.

Ekre Shale was also deposited on tillite of the Mistra nappe. Mostly it is tectonically squeezed away, and occurs now only between the pre-Cambrian and the tectonically overlying sparagmite to the north.

Quartz Sandstone nappe. This tectonic unit was established by Schiøtz (1902) in the Elverum district. From here it fringes the Eo-Cambrian to the west. Around Elverum the Quartz Sandstone nappe is lying on lower and middle Cambrian shales, defining an absolute minimum of thrusting of 20 km. The nappe continues east of Ren-

dalen within the sheets Storelvdal and Ytre Rendal as far as Andrå. Within this area the nappe is mostly lying on the older formation, the Ekre Shale, except at Kvernbekken and Ulebekken. The contact, however, leaves no doubt about the thrust character of the nappe. In an exposure of the thrust plane (Målbekkhåmren) the mylonite is 1 m thick. This tectonic contact may in addition represent an erosion disconformity.

The main rock type of the nappe is a grey, fine-grained sparagmite relatively poor in feldspar. Bedding is rarely visible. This sparagmite is supposed to correspond to Vardal Sparagmite. Quartzites corresponding to Ringsaker Quartzite occur in a few places.

Two types of conglomerate are distinguished. In Fagerfjellet, south of Rødsskaret, above Velta, and in Deia, occurs conglomerate with well-rounded pebbles essentially of quartz and quartzite. This conglomerate is supposed to belong to the Vardal Sparagmite. The other type is markedly polymictic. It may belong to the top conglomerate of the Moelv Sparagmite, carried along by the nappe.

Tectonically the Quartz Sandstone nappe may be characterized as a stiff plate, partly with an imbricate structure, moved on a softer base.

The nappe continues eastwards to Slemdalen, where the thrusting seems to die out.

The Ogygiocaris Shale at Storsjøen, north of Andrå, overlies augengneiss and quartzitic sparagmite.

The section is very complex (see Fig. 7), and it is interpreted as rocks of the Jotun nappe, the Quartz Sandstone nappe, and underlying rocks being mixed by the late imbrication.

The Rendal Fault.

The fault follows the Rendalen valley and separates the map areas into geologically different areas, with the western side subsided, compared to the eastern side. The displacement is estimated to be 1300 m at Finstad, 50 km north of the northern boundary of Ytre Rendal. In no other locality do the outcrops permit any comparison between the eastern and western side of the fault. The fault zone appears in outcrops 1 km south of Rødssbakken, at the river Rena. Most of the zone is now occupied by the road. The granite east of the road is deformed over 100 m and the quartz sandstone west of the

road is strongly brecciated for 200 m. The fault is developed quite differently 1 km north of Deset, where the brecciation, if present, is limited to an unexposed zone 20 m wide.

The age of the fault is supposed to be Permian. The Rendal Fault is in many respects similar to the Engerdal Fault, and both continue southwards to an area where similar faults are known to be Permian.

Parautochthonous Sediments West of Rendalen.

The steep mountain side east of Bjørånes shows continuous outcrops of a sequence of sparagmites, different from the surrounding rocks. See the section of Fig. 8. A grey slate, very rich in alumina, is the lowest formation. It is transitional into a dark sparagmite. With a tectonized contact it is overlain by coarse, nearly conglomeratic, red sparagmite (Moelv Sparagmite). The succeeding formations of the complete sequence, the Moelv Tillite and the Ekre Shale occur only as erratics in another section (a stream in Ulvbergkletten). A feldspar-free quartz sandstone overlies the red sparagmite. The upper part of the sequence also crops out in an apparent anticline over Skarvtjern, 15 km southwest of Bjørånes. Here also the Vardal Sparagmite is developed.

The Sparagmite Nappe.

East of the Rendal fault the autochthonous and thrust sediments are younger than the Moelv Sparagmite. West of the fault a thick series of older rocks occur, and they must be tectonically overlying the Quartz Sandstone nappe. This tectonic unit is called the Sparagmite nappe; it occupies the central part of the Sparagmite area of Southern Norway.

The Brøttum Sparagmite is a dark, coarse rock, sometimes typically arkosic, sometimes more sandy and shaly. Reddish varieties occur around Ophus. Quite often the sediment has no bedding. Towards the north deformation increases, with steep bedding planes and secondary schistosity (Fig. 10).

Conglomerates of various types occur as thin, intraformational beds in the Brøttum Sparagmite.

Biri Conglomerate. The Brøttum Sparagmite is overlain both in the north and in the south by a zone of polyimictic conglomerate with well-rounded pebbles (Fig. 13).

The southern zone continues towards the west-southwest to Mjøsa, whereas the northern zone is highly folded and deformed, so that only remnants of the once continuous horizon are found.

Biri Limestone. The formation above the Biri Conglomerate does not occur in connection with the southern zone of conglomerate. At the northern zone a few remnants of the limestone occur.

The Biri Shale crops out in a few localities at the southern border of Storelvdal (Almesveen-Asprustad).

In the north it overlies the limestone in Gråfjellet, northern border of Storelvdal.

Moelv Sparagmite. The overlying quartzitic sparagmite is supposed to represent a deformed and recrystallized equivalent of the Moelv Sparagmite. It is now in tectonic contact with different formations to the north.

Undeformed, red Moelv Sparagmite predominates west of Rendalen.

Moelv Tillite occurs in the northern slope of Næveråsen, in the southern part of the Storelvdal sheet. The tillite is 10 m thick and is overlain by a few meters thick boulder-bearing, red shale which grades upwards into greenish, varv-like shales. In Røa the sharp primary contact against the underlying Moelv Sparagmite is exposed.

Ekre Shale has no outcrops.

Quartz Sandstone. North of Deset a coarsely clastic, red sparagmite occurs in good outcrops. Beds of conglomerate alternate with red sparagmite. The rock must belong to the Vardal Sparagmite. It is overlain by bluish—white quartzite. The rocks are different from the rocks of the Quartz Sandstone nappe just east of the fault.

Light Sparagmite, etc.

Around Atna a light sparagmite predominates. It corresponds supposedly to the Moelv Sparagmite and covers a large area north of Atna. East of Atna small occurrences of some of the lower formations are found in what is clearly a tectonic position, because they do not underlie the Moelv Sparagmite. The dark sparagmite and the grey to black shale correspond to the Brøttum Sparagmite and its overlying shale. Biri Conglomerate also occurs.

To the southeast the light sparagmite is not easily distinguished from what is supposed to be the Moelv Sparagmite in the Kvitvola nappe.

Petrographic Description of the Sparagmites West of Rendalen.

The sparagmites are detrital sediments from granitic rocks. Main composition is 70 % quartz and 30 % feldspar. Most of the feldspar is microcline, but the content of albite may be as much as 30-40 % of the total feldspar. The small amount of interstitial clay substance shows sericite in the more deformed sparagmite.

The sparagmite shows gradational transition to shale. Similarly the rocks of the Koppang area have transitions from a sparagmite to a carbonate rock.

Although the macroscopic appearance of sparagmites varies much, the mineral composition remains remarkably constant. The color of the sparagmites is found to depend on the magnetite-hematite relation as well as the color of both feldspar and quartz.

The Kvitvola Nappe.

The rocks of the Kvitvola nappe are thrust from an environment somewhat different from that of the sparagmitic rocks. The sparagmites, making up the bulk of the nappe are supposed to be identical with the light Moelv Sparagmite, except it is somewhat deformed in places. But the basal beds, dolomite, in places magnesite-bearing, and conglomerate schist, are characteristic for the nappe. The latter rock is supposed to represent a metamorphosed boulder clay.

East of Rendalen the rocks of the Kvitvola nappe occur between Andrå and Mistra. Especially in Andråberget the observed sequence is complicated by a number of tectonic phases. The conglomerate schist and light sparagmite of the nappe occur together with rocks of the Quartz Sandstone nappe and the Lower Jotun nappe. Farther north the association light sparagmite-conglomerate shale suggests the Kvitvola nappe.

North of Ottnes in Ytre Rendal, as well as south of the mountain Ottlaua the Kvitvola rocks crop out, recognizable especially by the dolomite—carbonate rocks. The nappe no doubt forms the basis of the Lower Jotun nappe in Ottlaua.

East of Bjørånes the autochthonous sparagmite sequence is tectonically overlain by a sheared, light sparagmite, which, although none of the characteristic beds is present, is supposed to represent a

remnant of the Kvitvola nappe, see Fig. 18 and 19. Also the sparagmite of Morafjell, northeast of Koppang, is supposed to belong to this nappe.

The area around the village of Koppang is most complex. The rocks occurring are light sparagmite, dolomite marble, dolomitic and phyllitic schists, and conglomerate schists, see the map Fig. 20. The rapidly varying rock types are seen from the sections of Figs. 21, 23 and 26. Details from the complicated tectonic history are shown by Figs. 22, 24 and 25.

The beautiful exposure of conglomerate schist at the highway south of Hamren (see Fig. 27) shows a few boulders of granite ($\frac{1}{2}$ m) and, more frequently, white dolomite boulders.

As shown by Fig. 26 the rocks of the Koppang area may represent a downfolding of these softer rocks at the base of the nappe into a depression in the underground.

An enrichment in phosphorous is found in what seems to be the uppermost beds of schist in the Koppang area, see Table 10.

The metamorphism is very faint, with muscovite and chlorite as the main secondary minerals.

The chemical composition of the carbonate rocks is listed in Table 9. These rocks have dolomite as the important carbonate, with subordinate amounts of either calcite or magnesite.

The Koppang area is surrounded to the west and south by light sparagmites which represent the higher, sparagmitic strata of the nappe.

The Lower Jotun Nappe.

Coarse augengneisses, gabbros, anorthosite, green schists, etc. occur in scattered outcrops within the sheet Ytre Rendal. They are all un-related to the Sparagmite Group, and the tectonic position suggests that the rocks belong to a far-thrusted nappe. Corresponding rocks occur 60 km and more to the west and northwest in a nappe called the lower igneous nappe, the Lower Jotun nappe or, lately, the Otta nappe (Strand, 1951a, p. 27).

The zone Kivfjell-Ulvbergkletten trends north-south with scattered outcrops, mostly of gabbro (more or less deformed), with small lumps of anorthosite and with one occurrence of pyroxenite (at the shore of Glomma at Nordgården). The largest area of the zone is occupied by a sedimentary green schist, partly conglomeratic.

Augengneiss is developed in specially sheared zones in the gabbro of Ulvbergkletten by introduction of quartz and microcline, and recrystallization of plagioclase to albite. The other occurrences do not generally show such transition.

The Ottlaukampen complex consists of augengneiss, granitic gneisses, cut by dolerite dikes, deformed gabbro, and a number of occurrences of coarse, white anorthosite.

The Valsjøberget massif of augengneiss and the smaller occurrences towards Andrå, represent the easternmost part of the nappe.

The structural position is highly varying. The rocks of the Kivfjell—Ulvbergkletten zone form roughly an upper nappe, overlying different tectonic units of sparagmite rocks. The Ottlaukampen complex forms a small basin, and the augengneisses east of Storsjøen have to large extent taken part in the intricate imbrication.

The rocks of the nappe show relationships both to the Lower Jotun nappe as developed around Otta (the Otta nappe) and to the Trondheim area. The minimum thrust distance is 90-100 km, because the pre-Cambrian this far to the northwest is entirely different in composition from the Jotun rocks.

Economics.

No claims or ore deposits are located within the described area. Dolomite marble may be quarried for special purposes. Utilization of impure limestones has been attempted.

Quaternary deposits.

The map quadrangles Ytre Rendal and Storelvdal cover the area of eastern Norway where the ice-sheet ultimately disappeared. The latest stage was presented by long and narrow isolated bodies of dead ice in the valleys Glåmdalen and Rendalen.

A number of ice-dammed lakes existed between the ice crops and the present water divide, with outlets to the north (G. Holmsen 1915, I. A. Streitlien 1935). The largest of them is called Nedre Glåmsjø (G. Holmsen 1915). At one time the water divide was situated 110—120 km south of the present one.

Post-glacial deposits are restricted to moorland peat (horizontal blue streaks) and subordinate sand and gravel along rivers (not

indicated on the maps). The major part of the quaternary deposits consists of glacial sediments. They can be systematically divided into three categories, namely: 1) ground moraine, 2) glacifluvial deposits, and 3) ablation moraine.

The ground moraine as defined here is not sorted, densely packed and consists of the material which the ice picked up from the rock substratum. Boulders are angular, subangular and subrounded, often with glacial striae. The material has to a large extent suffered moderate transport only, because the ice-divide was not far away. Local transportation of boulders indicates the direction of ice flow. Cross sections in ground moraine are seen along road cuttings where glacifluvial deposits are absent, but are not common in the valleys because of the thickness of glacifluvial material.

The glacifluvial deposits mainly cover the valley bottoms and lower parts of the valley slopes. Their thickness is often 20—30 m; in places even more. The material is mostly well sorted and layered, and boulders are well rounded. The proportion between local and far-travelled blocks indicates a long and often complicated transport by running water. The block composition therefore does not throw much light upon the movement of the ice.

Table 11 illustrates the relation between long transported blocks, moderately transported and local blocks in ground moraine vis à vis glacifluvial material.

Some glacifluvial deposits are of sub-glacial origin. The thermodynamics of water, having its maximum density at $+3,96^{\circ}\text{C}$, may be an important factor in the melting process of the dead ice. The temperate water, running from the icefree mountain plateau during the summer, would come into contact with the ice and be cooled to about $+4^{\circ}\text{C}$, causing a convective circulation in marginal lakes. Water with a temperature of $+4^{\circ}$ would sink to the bottom, melting the ice, and forming caves and channels within and below the dead ice. The cavities thus formed would soon be filled with sand and gravel. Sub-glacial layered silt («kvabb»), covered by 0,5—1,0 m ablation moraine, occupies an area of reasonable size south-east of the Lomnessjøen lake, Ytre Rendal, and the formation of layered sand and silt south of the Mistra river, covered also by ablation moraine, may be explained in the same way.

The ablation moraine is here defined as the residual material which was formed little by little on the ice surface as the ice was melting

down by ablation, e.g. by radiation and contact with the air. The ablation moraine, consequently, was left on top of ground moraine and sub-glacial deposits. It is typically unsorted and boulders of all grades of roundness occur, the major part of them being transported a long distance by ice and by supra-glacial melt-water rivers. Commonly a non-sorted layer with numerous blocks, 0,5—1,0 m thick, is seen on top of well sorted and layered sand or gravel, and it is this observation which has led to the author's conclusion that the layered masses in question were deposited in cavities at the bottom of the dead ice.

It is often difficult, however, to appreciate the existence of the ablation moraine, either where it is lying directly on top of the ground moraine, as is commonly the case on the mountain plateau, or where the ablation moraine is water-worked and sorted, covering sub-glacial deposits of similar appearance. The symbol for ablation moraine has been omitted on the geological maps.

Glacial striae in free position are very unfrequent because of the frost weathering. Scattered observations indicate a movement of the ice towards southeast.

The position of the ice divide has been the subject of dispute, due to the lack of exact definition, and partly on account of misinterpretations of the origin of erratics. It has long been evident that the ice divide for a long period was situated southeast of the present water divide. It is obvious, however, that the ice divide itself moved during the period of glaciation, in response to thickening of the ice to the southeast.

The ice divide is defined here as the point or line forming the ice divide, analogous to a water divide, during the *latest stage of active glaciation*. It may be localized by the local transport of the angular blocks in the ground moraine. Per Holmsen (1951) recognized the ice divide as defined here in Rendalen to be situated just north of Ottnes, Ytre Rendal. By his block studies the author could trace an earlier ice movement, the ice divide at that time being situated in Brydalen, some 30 km north of its latest position.

It may be mentioned that Per Holmsen (1951, p. 163, 166, fig.2) also found blocks transported from a pre-Cambrian area situated far to the southeast, this observation possibly indicating that the ice divide during the next latest ice age, was situated far to the southeast in relation to its position during the last one.

The situation of the last remnants of ice has been mistaken for the ice divide. After all, these are two different things. The successive melting down of the ice is deduced from lateral drainage channels and glacial terraces. During the stage characterized by Nedre Glåmsjø, the two valleys Glåmdalen and Rendalen were filled with dead ice to a level above the present 660 m level. Lateral drainage channels along the Mistra river in Rendalen indicate that this area, situated 110—120 km south of the present water divide, was drained to the north at the time of Nedre Glåmsjø. The next stage is the «bursting» of the ice dam in Rendalen, and Nedre Glåmsjø was tapped stepwise through this valley. For a short time the water from the upper Glåma precipitation area flowed over the 508 m-passage by Jutulhugget (Øvre Rendal) to Rendalen. The water divide between Rendalen and Glåmdalen at that time was situated immediately north of Koppang in Glåmdalen. Several accumulation terraces near Atna between the 660- and 508 m-levels (fig. 36) illustrate the stepwise tapping of Nedre Glåmsjø through Jutulhugget canyon («the Jutulhuggsjøen» lake). The ice-remnant in Glåmdalen formed for a short while a local north-south water divide within Glåmdalen, the water from the east valley-side being drained north to the «Jutulhuggsjøen» and Rendalen, and the water from the west valley-side (the river Trya) being drained south through Glåmdalen. It is therefore supposed that the last remnants of ice in Glåmdalen disappeared just south of Månkampen, between Koppang and Bjøråneset.

In the Rendalen valley a number of local terraces indicate a similar stepwise tapping below the 660 m-level. The higher terraces by the Mistra river, Ytre Rendal, contain kettle-holes, and represent accumulations in a marginal lake (fig. 34). The latest glacial stage is marked by a large erosion terrace cut into the former accumulations (fig. 35). The terrace is 20—30 m above the present Mistra river. The same stage is represented by a large marginal terrace with numerous kettle-holes at the south end of the Storsjøen lake, Storelvdal, 15—20 m above its present level. This latest glacial stage shows that the last remnant of ice in Rendalen was situated in the Storsjøen basin, 20—50 m south of the ice divide.

The general cross-profile of the valleys in eastern Norway, like Glåmdalen and Rendalen, consists of three parts, namely: 1) the upper valley slope covered by ground moraine only, and eventually by ablation moraine, 2) the thick glacio-fluvial masses at the bottom of

the slope, and 3) the central trench. The profile is symmetric (fig. 39) or one-sided. The glacio-fluvial origin of the thick masses is presented in numerous road cuttings. The material is sorted and layered, with strong variations in grain size from layer to layer (fig. 38). Lateral drainage channels are abundant along the valley-side margin. The limitation towards the central trench is formed by a characteristic steep slope, in Rendalen called «Egga» (fig. 37). This slope is not formed by river erosion, but the masses were deposited against an ice wall. The development of the valley profile is explained in this way: the convexity of the dead ice surface caused the melt-water rivers to drop their solid material into lateral channels and pools, between the ice and the valley-side. During the successive melting-down of the ice, the material was transported and deposited repeatedly at ever lower levels. At last the ice became so thin that every flow movement stopped, and sub-glacial cavities and channels could remain open, and the river found its way permanently through the ice body. The ice then was reduced to a string-like body, the shape of which coincides with the central trench. It might be mentioned, perhaps, that the different profiles in the same valley need not have been formed strictly synchronously.

Litteratur.

- Bjørlykke, K. O.: (1893). Gausdal. Norges geol. unders. nr. 13.
— (1905). Det centrale Norges fjeldbygning. Norges geol. unders. nr. 39.
- Dietrichson, B.: (1950). Det kaledonske knuteområdet i Gudbrandsdalen. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 28.
- Esmark, J.: (1829). Reise fra Christiania til Trondhjem.
- Gjelsvik, T.: (1946). Anorthositkomplekset i Heidal. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 26, s. 1—58.
- Goldschmidt, V. M.: (1916). Konglomeraterne inden Høifjeldskvartsen. Norges geol. unders. nr. 77.
- Hansen, A. M.: (1886). Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. Archiv f. Mathematik o. Naturvidensk. Bd. 10, s. 329—352.
— (1895). Om beliggenheten av bræskillet m. v. Nyt Mag. f. Naturvidensk. Bd. 34, s. 112—214.
- Holmsen, Gunnar: (1915 a). Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. Norges geol. unders. nr. 73.
— (1915 b). Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen — Fæmundstrøket. Norges geol. unders. nr. 74.
— (1937). Søndre Fæmund. Norges geol. unders. nr. 148.
- Holmsen, Per: (1943). Geologiske og petrografiske undersøkelser i Østerdalen—Fæmundstrøket. Norges geol. unders. nr. 158.
— og Holmsen, Gunnar: (1950). Tynset. Norges geol. unders. nr. 175.
— (1951). Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 29, s. 159—167.
— (1953). Et langt fremskjøvet «Jotundekke» i Rendalen. Norges geol. unders. nr. 184, s. 95—97.
— (1954). Om morenekonglomeratet i sparagmittformasjonen i det sydlige Norge. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 76, s. 105—121.
- Holtedahl, O.: (1915). Iakttagelser over fjeldbygningen ved Randsfjordens nordende. Norges geol. unders. nr. 75, I.
— (1921). Engerdalen. Norges geol. unders. nr. 89.
— (1922). Kalksten og dolomit i de østlandske dalførere. Norges geol. unders. nr. 87, I.

- Hørbye, J. C.: (1855). Det erratiske Phænomen paa Rigsgrændsen. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 8, s. 337—384.
- Keilhau, B. M.: (1850). *Gæa Norwegica* III.
- Kjerulf, Th.: (1879). Udsigt over det sydlige Norges Geologi.
- Kulling, O.: (1945). Om fynd av mammut vid Pilgrimstad i Jämtland. *Sveriges geol. unders.* Ser. C. No. 473.
- Meinich, L.: (1880). Dagbog fra en reise i Trysil 1878. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 25, s. 12—26.
- Oftedal, Chr.: (1943). Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendalen. *Norges geol. unders.* nr. 161.
- (1944). En presset noritt ved Sulseter, N. Fron. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd. 23, s. 193—201.
- (1950). Petrology and Geology of the Rondane Area. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd. 28, s. 199—225.
- og Holmsen, Gunnar: (1952). Øvre Rendal. *Norges geol. unders.* nr. 177.
- (1954 a). Dekketektonikken i den nordligste del av det østlandske sparagmittområde. *Norges geol. unders.* nr. 188, s. 5—20.
- (1954 b). Noen isavsmeltningssfenomener i Østerdalen. *Norges geol. unders.* nr. 188, s. 21—28.
- (1954 c). Skyvedekkene i det sydnorske sparagmittområde. *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.* Bd. 76, s. 156—161.
- Schiøtz, O. E.: (1874). Beretning om nogle Undersøkelser over Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i den østlige Del af Hamar Stift. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 20, s. 25—123.
- (1883). Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i den østlige Del af Hamar Stift. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 27, s. 151—216.
- (1892 a). Sparagmit-Kvarts-Fjeldet langs Grænsen i Hamar Stift og i Herjedalen. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 32, s. 1—98.
- (1892 b). Om Mærker efter Istiden og om Isskillet i den østlige Del af Hamar Stift, samt om Indlandsisens Bevægelse. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 32, s. 243—265.
- (1895). Om Isskillet Bevægelse under Afsmeltingen af en Indlandsis. *Nyt Mag. f. Naturvidensk.* Bd. 34, s. 102—111.
- (1902). Den sydøstlige Del af Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. *Norges geol. unders.* nr. 35.
- (1914). Om isskillet i trakten omkring Fæmund. *Norges geol. unders.* nr. 68, II.
- Skjeseth, S.: (1954). Forholdet mellem Oslofeltets Kambro-silur og Sparagmittformasjonen (Kvartssandsteins-dekket og Sparagmitt-dekket). *Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.* Bd. 76, s. 145—153.
- Strand, T.: (1938). Nordre Etnedal. *Norges geol. unders.* nr. 152.
- (1941). Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. *Norsk Geol. Tidsskr.* Bd. 20, s. 271—274.

Strand, T.:

- (1951 a). The Sel and Vågå Map Areas. Norges geol. unders. nr. 178.
- (1951 b). Slidre. Norges geol. unders. nr. 180.

Streitlien, I. A.: (1935). De løse avleiringer (avsnitt i beskrivelse til det geologiske rektangelkart Foldal). Norges geol. unders. nr. 145, s. 26—64.

Törnebohm, A. E.: (1896). Grunddragen af det centrala Skandinaviens Bergbyggnad. Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd. 28. Nr. 5.

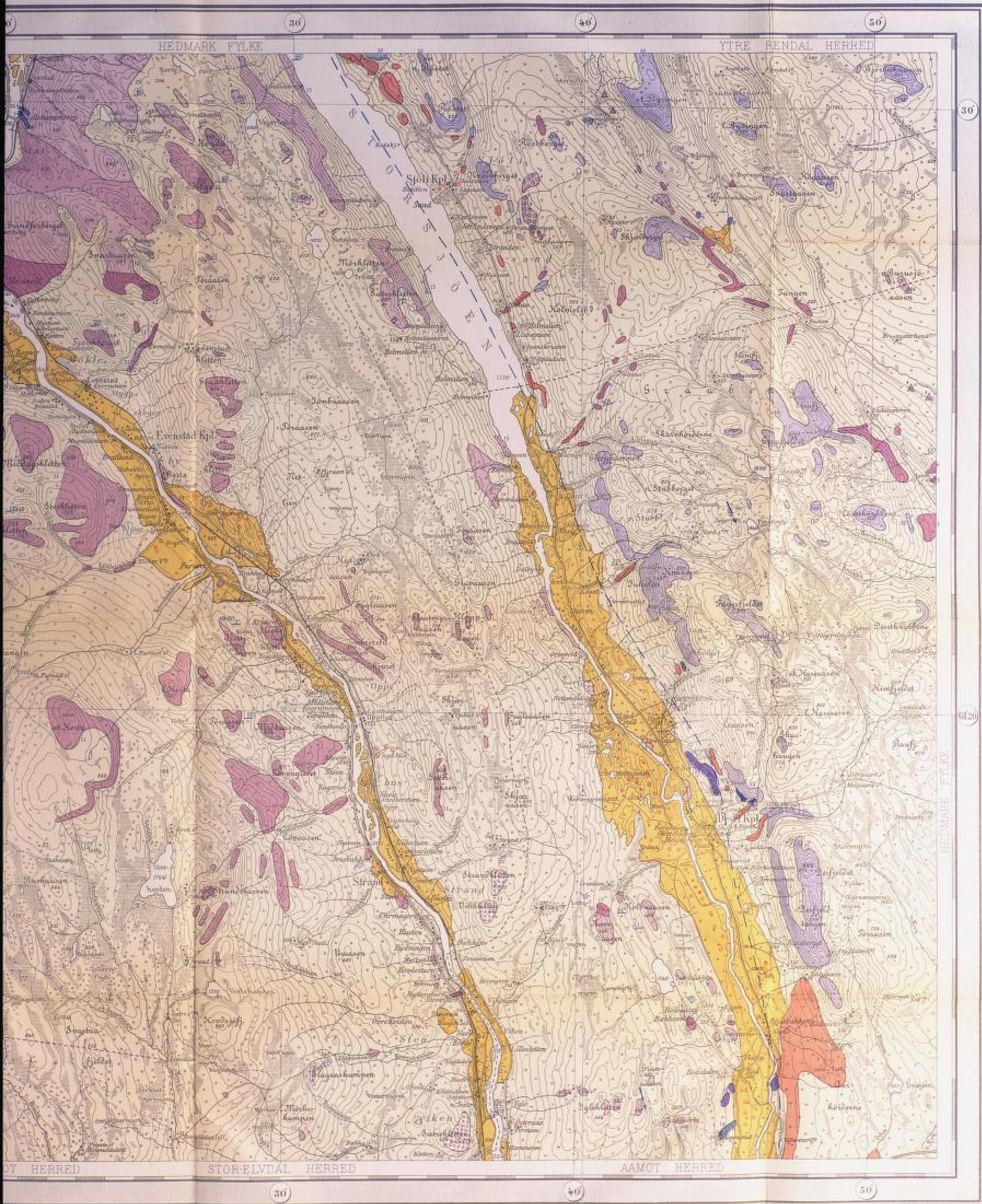
Vogt, Th.: (1924). Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 7, s. 281—384.

Werenskiold, W.: (1911). Søndre Fron. Norges geol. unders. nr. 60.

Geologisk kart
STOR-ELVDAL

Oslo 1956.

Topografisk kart over Norge



- Sparagmittdekket**
Sparagmite nappe
- 18 Ringsaker-kvartsitt og Vardal-sparagmitt (kongl. ved Deset)
Ringsaker quartzite and Vardal sparagmite (congl. near Deset)
 - 17 Ekre-skifer
Ekre shale
 - 16 Tiltitt
Tiltite
 - 15 Moelv-sparagmitt (lys og rød sparagmitt)
Moelv sparagmite (light and red sparagmite)
 - 14 Biri-kalk og Biri-skifer
Biri limestone and Biri shale
 - 13 Biri-konglomerat
Biri conglomerate
 - 12 Skifer i mørk sparagmitt, og Biri-skifer
Shale in dark sparagmite, and Biri shale
 - 11 Brøttum-sparagmitt (mørk sparagmitt)
Brøttum sparagmite (dark sparagmite)
- Kvartssandstensdekket**
Quartz sandstone nappe
- 10 Hovedsakelig grå sparagmitt; kvartskonglomerater; kvartsitt
Mainly grey sparagmite; quartz conglomerates; quartzite
- Autokton og Parautokton**
Autochthonous and Parautochthonous
- Eokambrium, kambrium og ordovicium**
Eo-Cambrian, Cambrian and Ordovician
- 9 Kambrisk og ordovisk skifer og kalk
Cambrian and Ordovician shale and limestone
 - 8 Ringsaker-kvartsitt
Ringsaker quartzite
 - 7 Vardal-sparagmitt
Vardal sparagmite
 - 6 Ekre-skifer
Ekre shale
 - 5 Tiltitt
Tiltite
 - 4 Moelv-sparagmitt, med konglomerat øverst
Moelv sparagmite, with conglomerate on top
 - 3 Lerskifer
Shale
- Grundfjell (prekambrium)**
Pre-Cambrian
- 2 Doleritt
Dolerite
 - 1 Granitt og porfyriske granitt, også
Granite and porphyritic granite, also
- Strøk og fall, 30°
Strike and dip, 30°
- Foldningsakse med fall
Fold axis with dip
- Forkastning
Fault

Maalestok 1:100000



Ekvidistanse 30 m

Høide- og dybdetalimeter. Høidetal på vand, myr og vædreg i parentes

Geologisk kartlagt 1942-52 av Per Holmsen og Chr. Oftedal. Beskrivelse: NGU Nr. 194

STOR-ELVDAL Rektangel 32 A

Tegnforklaring til Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

Løse avleiringer

Glasialt og postglasialt
Glacial and Postglacial

-  Bregrus
Moraine drift
-  Sortert sand og grus
Sand and gravel, mainly river deposits
-  Morenevoller
Moraines
-  Gruskjegle
Alluvial fan
-  Sand- og grusrygger, iser
Ridges of sand and gravel, eskers
-  Spylerebbe
Lateral drainage channel
-  Breclvop
Glacial river bed
-  Isskuringsstripe med observasjonspunkt
Glacial striae with observation point
-  Strandlinje i bredemt sjø
Beach line from ice-dammed lake
-  Løse blokker
Erratics

Berggrunn

Rocks

Allokton

Allochthonous

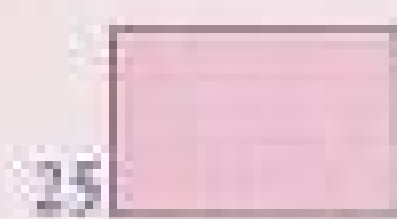


Undre Jotundekke

Lower Jotun nappe

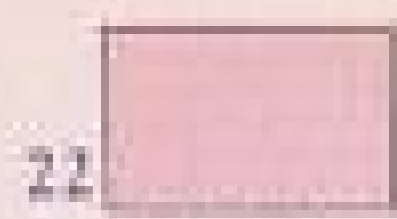
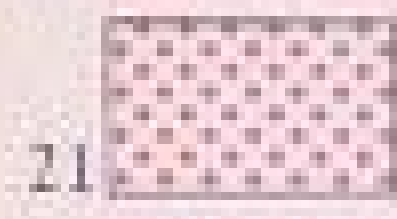
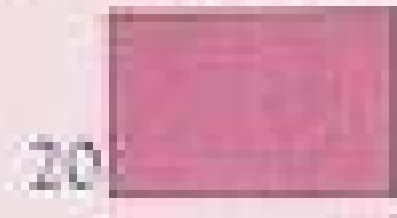

-  Grønskifer og kvarts-glimmerskifer
Greenschist and quartz-mica schist
-  Gabbro, doleritt, dels forskifret
Gabbro, dolerite, partly schistose
-  Labradorsten
Anorthosite
-  Pyroksenitt
Pyroxenite
-  Granittisk gneis
Granitic gneiss
-  Øyegneis
Augen gneiss

Kvitvoladekket

Kvitvola nappe

-  Lys sparagmitt
Light sparagmite
-  Karbonatlag, marmor, skifer, etc.
Carbonate beds, marble, schist, etc.
-  Konglomeratskifer
Conglomerate schist

Skjøvne lyse sparagmitter etc. i nordvest
Thrust light sparagmite etc. in northwest

-  Lys sparagmitt
Light sparagmite
-  Biri-konglomerat
Biri conglomerate
-  Skifer i mørk sparagmitt
Schist in dark sparagmite
-  Brøttun-sparagmitt (mørk sparagmitt)
Brøttun sparagmite (dark sparagmite)



Uarbeidet på grunnlag av rektangelkart Stor-Elvdal.
Litografert og trykt hos Emil Moenue A.s., Oslo 1956.



- Sparagmittdekket**
Sparagmite nappe
- 18 Ringsaker-kvartsitt og Vardal-sparagmitt (kongl. ved Deset)
Ringsaker quartzite and Vardal sparagmite (cong. near Deset)
 - 17 Ekre-skifer
Ekre shale
 - 16 Tillitt
Tillite
 - 15 Moelv-sparagmitt (lys og rød sparagmitt)
Moelv sparagmite (light and red sparagmite)
 - 14 Biri-kalk og Biri-skifer
Biri limestone and Biri shale
 - 13 Biri-konglomerat
Biri conglomerate
 - 12 Skifer i mørk sparagmitt, og Biri-skifer
Shale in dark sparagmite, and Biri shale
 - 11 Brøttum-sparagmitt (mørk sparagmitt)
Brøttum sparagmite (dark sparagmite)
- Kvartssandstensdekket**
Quartz sandstone nappe
- 10 Hovedsakelig grå sparagmitt; kvartskonglomerater; kvartsitt
Mainly grey sparagmite; quartz conglomerates; quartzite
- Autokton og Parautokton**
Autochthonous and Paraautochthonous
- Eokambrium, kambrium og ordovicium**
Eo-Cambrian, Cambrian and Ordovician
- 9 Kambrisk og ordovicisk skifer og kalk
Cambrian and Ordovician shale and limestone
 - 8 Ringsaker-kvartsitt
Ringsaker quartzite
 - 7 Vardal-sparagmitt
Vardal sparagmite
 - 6 Ekre-skifer
Ekre shale
 - 5 Tillitt
Tillite
 - 4 Moelv-sparagmitt, med konglomerat øverst
Moelv sparagmite, with conglomerate on top
 - 3 Lerskifer
Shale
- Grønnfjell (prekambrium)**
Pre-Cambrian
- 2 Doleritt
Dolerite
 - 1 Granitt og porfyriske granitt, gneis
Granite and porphyritic granite, gneiss
- Strek og fall, 30°
Strike and dip, 30°
- Foldningsakse med fall
Fold axis with dip
- Forkastning
Fault

Målestokk 1:100000

1 cm på kartet = 1 km i marka



Ekvidistanse 30 m. Høyder og dybder i meter

Tegnforklaring til Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

Løse avleiringer

Glasialt og postglasialt
Glacial and Postglacial

-  Bregrus
Morainic drift
-  Sortert sand og grus
Sand and gravel, mainly river deposits
-  Morenevoller
Moraines
-  Gruskleje
Alluvial fan
-  Sand- og grusrygger, åser
Ridges of sand and gravel, eskers
-  Spyleregne
Lateral drainage channel
-  Breevløp
Glacial river bed
-  Iskuringstripe med observasjonspunkt
Glacial striae with observation point
-  Strandlinje i bredemt sø
Beach line from ice-dammed lake
-  Løse blokker
Erratics

Berggrunn

Rocks

Allokton
Allochthonous





Undre Jotundekke
Lower Jotun nappe

-  31 Grønnskifer og kvarts-glimmerskifer
Greenschist and quartz-mica schist
-  30 Gabbro, doleritt, dels forskifret
Gabbro, dolerite, partly schistose
-  29 Labradorsten
Anorthosite
-  28 Pyroksenitt
Pyroxenite
-  27 Granittisk gneis
Granitic gneiss
-  26 Øyegneis
Aegneiss

Kvitvoladekket
Kvitvola nappe

-  25 Lys sparagnitt
Light sparagnite
-  24 Karbonatlag, marmor, skifer, etc.
Carbonate beds, marble, schist, etc.
-  23 Konglomeratskifer
Conglomerate schist

Skjovne lyse sparagnitter etc. i nordvest
Thrust light sparagnite etc. in northwest

-  22 Lys sparagnitt
Light sparagnite
-  21 Biri-konglomerat
Biri conglomerate
-  20 Skifer i mørk sparagnitt
Schist in dark sparagnite
-  19 Brøttum-sparagnitt (mørk sparagnitt)
Brøttum sparagnite (dark sparagnite)



Utarbeidet på grunnlag av rektangelkart Ytre Rendal.
Litografert og trykt hos Emil Moestue A.s., Oslo 1956.

Målestokk

1 cm på kartet

Ekvidistanse 50 m