

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 240

**Kongsfjell-området geologi,
en petrografisk og strukturell undersøkelse
i Helgeland, Nord-Norge**

Av

IVAR B. RAMBERG

Mineralogisk - Geologisk Museum
Oslo

OSLO 1967

UNIVERSITETSFORLAGET

*Redaktør for
Norges geologiske undersøkelses publikasjoner:*

*Statsgeolog
Fredrik Hagemann*



520744

INNHold

| | |
|--|----|
| Forord | 5 |
| Abstract | 6 |
| Innledning | 7 |
| | |
| Kapitel I. Beskrivelse av de kartmessige enheter | 11 |
| 1. Anders Larsa-gruppen | 12 |
| 2. Kongsfjell-gruppen | 16 |
| 3. Gruveområdets bergarter | 20 |
| 4. Strukturelt overliggende bergarter i sydvest | 23 |
| | |
| Kapitel II. Tektonikk | 25 |
| 1. Planstrukturer | 25 |
| a. Bånding (s_1) | 26 |
| b. Akseplanskifrihet (s_1') | 27 |
| c. Skjærskifrihet (s_2) | 28 |
| d. Sprekker | 28 |
| I. Regionale sprekker | 29 |
| II. Konjugerte sprekkesett | 32 |
| e. Forkastninger og «slickensides» | 33 |
| f. Skyvesoner | 33 |
| I. Skyvekontakt mellom Anders Larsa-gruppen og Kongsfjell-gruppen .. | 33 |
| II. Skyving i Lille Tustervann-området | 35 |
| 2. Lineære strukturer | 37 |
| a. Første sett lineære strukturer | 37 |
| b. Annet sett lineære strukturer | 41 |
| c. Tredje sett lineære strukturer | 43 |
| 3. B- og S-tektonitter | 43 |
| 4. Folder og foldestil | 44 |
| a. Første foldefase | 44 |
| I. Anders Larsa-gruppen | 44 |
| II. Kongsfjell-gruppen | 49 |
| b. Annen foldefase | 50 |
| c. Tredje foldefase | 53 |
| 5. Tektonikk i gruveområdet | 53 |
| 6. Strukturanalyse | 55 |
| 7. Diskusjon av profiler | 63 |
| 8. Sammendrag og konklusjon | 68 |

| | |
|--|-----|
| Kapitel III. Bergartenes stratigrafi og alder | 71 |
| Kapitel IV. Petrografi | 73 |
| 1. Glimmerskifere | 73 |
| a. Granat-disthen-glimmerskifere | 74 |
| b. Karbonat-glimmerskifer | 86 |
| c. Kvarts-feltspat-skifere og kvartsit | 88 |
| d. Diskusjon | 89 |
| 2. a. Marmor | 94 |
| 2. b. Kalksilikatbergarter | 100 |
| 3. Amfiboliter | 105 |
| 4. Metaperidotit | 114 |
| 5. Gruveområdets bergarter | 119 |
| a. Disthen- og staurolit-gneiser | 119 |
| b. Mikroklingneis | 125 |
| c. Kvartsit og kvarts-feltspat-bergarter | 126 |
| d. Diskusjon | 127 |
| 6. Undersøkelse av granatene | 129 |
| Kapitel V. Mineralparagenser og metamorfe facies | 133 |
| English summary | 137 |
| Appendix | 145 |
| Litteraturliste | 147 |

Førord

Med støtte fra Norges geologiske undersøkelse utførte jeg somrene 1961—63 geologiske undersøkelser på kartblad Røssvatn i Helgeland. Materialet ble videre bearbeidet og med tillatelse fra direktør Harald Bjørlykke presentert som hovedoppgave ved Universitetet i Oslo (Ramberg, 1964). Dette arbeid er en noe forkortet bearbeidelse av hovedoppgaven hvor det også er tatt med enkelte resultater fra feltarbeide i 1965—66 på nabokartbladene omkring Røssvatn. Til omarbeidelsen og en del av feltarbeidet sommeren 1965 har jeg mottatt støtte fra grosserer, cand. jur. Halvdan Bjørums legat til geologisk og mineralogisk forskning.

Mine hovedfagsveiledere har vært professor Tom. F. W. Barth og professor Frank M. Vokes som også foreslo oppgaven for meg. Bearbeidelsen er foretatt ved Mineralogisk-Geologisk Museum, Oslo, hvor bestyreren, professor Henrich Neumann, har stilt alt nødvendig utstyr til min disposisjon. Jeg vil rette en takk til disse tre for den hjelp jeg har mottatt gjennom samtaler og råd. Videre vil jeg takke dr. B. A. Sturt, Bedford College, London University, professor Trygve Strand og cand. real. Inge Bryhni, begge Geologisk Institutt, Oslo, og cand. real. Torgeir Falkum, Mineralogisk-Geologisk Museum, Oslo, som alle har bidratt ved kritisk gjennomlesning eller stimulerende diskusjoner. Professor Frank M. Vokes og dr. D. L. Bruton har vært så vennlige å korrigere den engelske tekst.

Under feltarbeidet har jeg mottatt verdifull assistanse fra Bleikvassli gruveselskap, noe jeg vil takke direktør Holger Fangel for. Feltsommeren 1963 deltok cand. mag. O. P. Wangen på en utmerket måte som feltassistent. Sist, men ikke minst vil jeg takke min kone for all hjelp og inspirasjon under arbeidet.

Abstract.

The area investigated is situated in the Rødingsfjell nappe of the Norwegian Caledonides in Helgeland, North Norway. The study is divided into two main parts; the first structural and the second petrographic. The first section contains a description of different structural elements and the various mesoscopical and macroscopic structures encountered in each of the structural subareas. It is concluded that at least some parts of the area investigated have suffered three phases of folding. The first (F 1) phase produced large-scale and small-scale similar-type folds following both WNW and SSW trending axes. Contemporaneously the western part of the area, the marble-rich Anders Larsa Group was thrust at a low angle to the east over the Kongsfjell Group constituting the complex, transversal Jørentind Synform. During the second phase of folding (F 2) the Kongsfjell Group was «wrapped» around the Anders Larsa Group, the latter forming the core of a regional and almost isoclinal fold plunging to the SSW. The effects of the second phase are less evident towards the east. The small-scale second phase folds are more open, asymmetric, flexural-slip folds. Both the Anders Larsa and the Kongsfjell Group are overthrust by a nappe in SSW (Tustervann region). During this third deformation the F 1 and F 2 structures were deformed in the western part of the area. F 3 structures, both parallel and perpendicular to the trace of the thrust plane, were developed on both sides of the thrust which extends northwards probably at least to the Ranafjord.

Almost all of the rocks investigated are of supracrustal origin. The common garnet mica schists belong to Vogt's 'western' facies (i.e. relatively low $Al_2O_3 + K_2O$, and relatively high $MgO + CaO + Na_2O$). This chemistry is commonly attributed to incomplete weathering but could equally well be the result of intermixing of pelitic sediments with basic volcanic material, which is the explanation favoured in this case. Amphibolites of varying thicknesses, both within the mica schists and at the formational borders, are believed to have originated from pyroclastic sediments; their present mineralogy and texture being the result of the various local tectonic events and intermixing with pelitic material. The Marble formations consist of alternating calcitic and dolomitic layers laterally rather constant in thickness. The alternation is thought to be due to small stratigraphical differences in the grade of dolomitization of the primary calcitic beds. The minor mineralogical differences thus formed were enhanced by later metamorphic processes. A detailed study of the rock types of the mine district reveals that both the microcline gneiss and the kyanite-gneiss are formed partly by metasomatic processes.

The temperature-pressure curve seems to have had two peaks, the highest just attaining the lower amphibolite facies. Variations in the composition of several garnets have made it possible to propose a finer subdivision of the metamorphic facies in the area.

An English summary is given at the end of the paper.

Innledning.

Feltets geografiske beliggenhet og adkomstveier.

Det undersøkte felt ligger i Indre Helgeland på kartblad Røssvatn, omtrent midt i landet (se Fig. 1). Feltet er ca. 280 km² og ligger mellom 65°47' og 65°58' nordlig bredde og meridianene 3°00' og 3°25' øst for Oslo. I vest (se hovedkartet) grenser feltet inn til kartblad Drevja. I nord går grensen langs en linje gjennom Simafjell til topp 1510 i Oksfjellene og videre sydøstover til Røssvatn. Feltet grenser i nordøst inn mot Okstindene og Okstindbreen. Røssvatn med tilhørende bukter begrenser feltet mot øst og syd. Sentralt i feltet ligger Bleikvassli gruve.

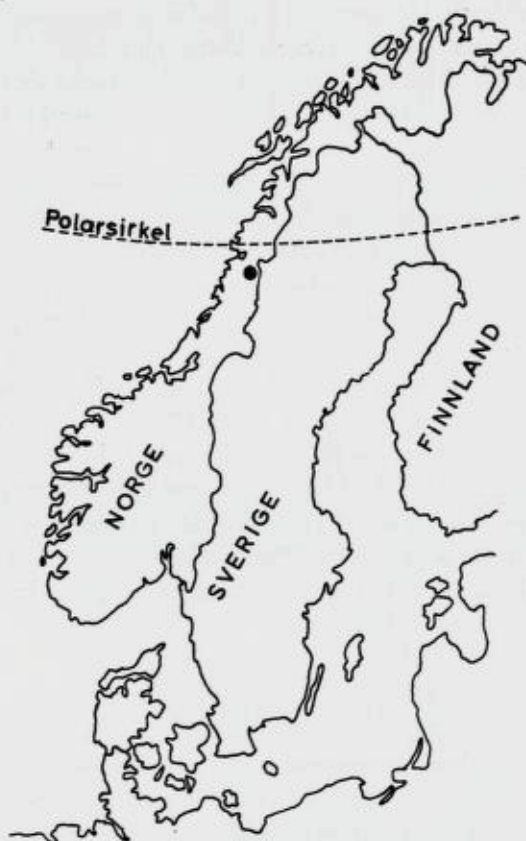


Fig. 1. Feltets beliggenhet.
Location map.

Feltet er sparsomt begunstiget med veier. Hovedveien kommer nordfra (ca. 75 km til Mo i Rana) og følger Røssågas østside til Bleikvassli. Her deler veien seg, en arm går til Røssvassbukt i øst, den annen til Tustervann i syd.

Topografi og blotninger.

Feltets topografi er relativt ujevn med høydeforskjeller fra 230 til 1521 m o.h. Morfologien er sterkt preget av iserosjon og viser som overalt ellers i Helgeland (Vogt, 1900) overensstemmelse med de strukturelle hovedtrekk i berggrunnen. «Hvalskrott»-fjell indikerer ofte en annen bevegelsesretning for isen enn skuringsstripene gjør. Dette viser at bergoverflaten ble formet av hovedisen, mens skuringsstripene skyldes senere og mer lokale bevegelsesretninger. Hoveddreneringsretningen i den østlige del av området er øst-vest, mens den i områdets vestlige del er nord-syd. Mellom de brede og utpreget U-formede øst-vestgående forsenkninger Grønnelvdalen, Bleikvann, Kongsdalen (og til dels Røssvatn—Tustervann) hever mektige fjellområder seg, hvorav Kongsfjellene og Oksfjellene er de høyeste. Et velutviklet sprekkesystem har skapt et forrevet fjellterreng med tallrike skarpe kløfter og skar. Skarene er aldri så dypt nederodert som de brede strøkdalene.

Dalene og dalskråningene er hyppig dekket av glasiale og fluviale løsavsetninger. De dypeste forsenkningene ligger i dag ofte som svære myrområder eller vann. I de bratte dalene ned fra fjellmassivene finnes små ende- og sidemorener. Dette er til dels unge avsetninger fra sene fremstøt fra Okstindbreen og småbreer i Kongsfjell.

Feltet er meget varierende blottet. Dalene kan være vel tildekket, særlig byr Kongsdalen på store vanskeligheter. Dalsidene og de bratte liene er tildels tett skogbevokst og overgrodd, til dels dekket av resente urer. Fjellområdene, derimot, er stort sett renskrapet av isen og fremviser utmerkete blotninger.

Oversikt over tidligere arbeider i området.

De paleozoiske, foldete bergartene i det sydlige Nordland og Nord-Trøndelag er delt av en omtrent nord-sydgående skyvegrense hvor det vanligvis er utviklet en tykk mylonitzone (Kulling, 1955, Strand, i Holtedahl, 1960). Øst for skyvegrensen ligger relativt lavmetamorfe bergarter tilhørende Trondhjemsfeltfacies, vest for grensen relativt

høymetamorfe bergarter tilhørende Nordlandsfacies. De to bergarts-komplekser adskiller seg ikke bare i metamorfosegrad, men også i lithologisk henseende. De typiske Nordlandsedimentene består av mektige glimmerskifer- og marmor-formasjoner, lite kvartsit og sikre vulkanske dannelser. Folierte granitter utgjør en vesentlig del av berggrunnen, særlig i de vestlige deler. De lavmetamorfe Trondhjemsfelt-bergarter har et karakteristisk innhold av sure og basiske, ekstrusive og intrusive bergarter.

Det undersøkte felt ligger i det høymetamorfe, vestlige bergarts-kompleks som er skjøvet østover og ovenpå de lavmetamorfe bergarter.

Mellom basal-massivene i Nasafjell og Store Børgefjell (se Fig. 2) stikker det høymetamorfe bergartskompleks en dekketunge østover og inn i Västerbotten. Komplekset som her hviler på allochtone Sevebergarter, er betegnet Rødingsfjelldekket etter typeprofilen i Rødingsfjäll (Kulling, 1955). Hvilken utstrekning Rødingsfjelldekket har vestover er usikkert. Imidlertid forekommer det skyvegrenser også vest for hovedskyvegrensen som danner basis for Rødingsfjelldekket. På Fig. 2 sees at det fremkommer et område mellom Kongsfjell i syd og Mo i Rana i nord, som er begrenset av skyvegrenser eller andre tektoniske hovedlinjer på alle kanter. Dette er det samme område som av Rekstad (1924) ble beskrevet som et tverrfoldet og mer komplekst område enn områdene lenger nord og syd i de nordlandske bergarter. Slike strukturelle basseng er vanlige i de norske Kaledonidene og er adskilt av mellomliggende basal- eller grunnfjellskulminasjoner.

Innenfor kartblad Røssvatn har det vært utført meget lite geologisk kartlegging siden Rekstad i 1924 utga sitt generalkart over Hattfjell-dalen i 1 : 250 000. Rekstads arbeide bygger på egne og andres undersøkelser i årene frem til omkring 1910. Disse tidlige arbeider bærer naturlig nok preg av at hensikten bl.a. var å få oversikt over store ukjente områder så fort som mulig. I sin kartbeskrivelse gir Rekstad (1924) en fullstendig litteraturliste foruten en oversikt over upubliserte arbeider. De som har besøkt det aktuelle felt eller aller nærmeste områder i den hensikt å utføre geologiske undersøkelser og kartlegging, er Hoel (1910), Oxaal (1911) og Rekstad (1924).

Polysulfidforekomsten i Bleikvassli som nå drives på svovelkis, zinkblende og blyglans, har vært kjent siden 1914. Malmarkivet ved NGU i Trondheim oppbevarer en del rapporter om Bleikvassli-malmen. Disse rapporter er for det meste skrevet under den 2. verdenskrig. Nyere malmgeologiske undersøkelser er utført av Vokes (1960, 1962 og 1963)

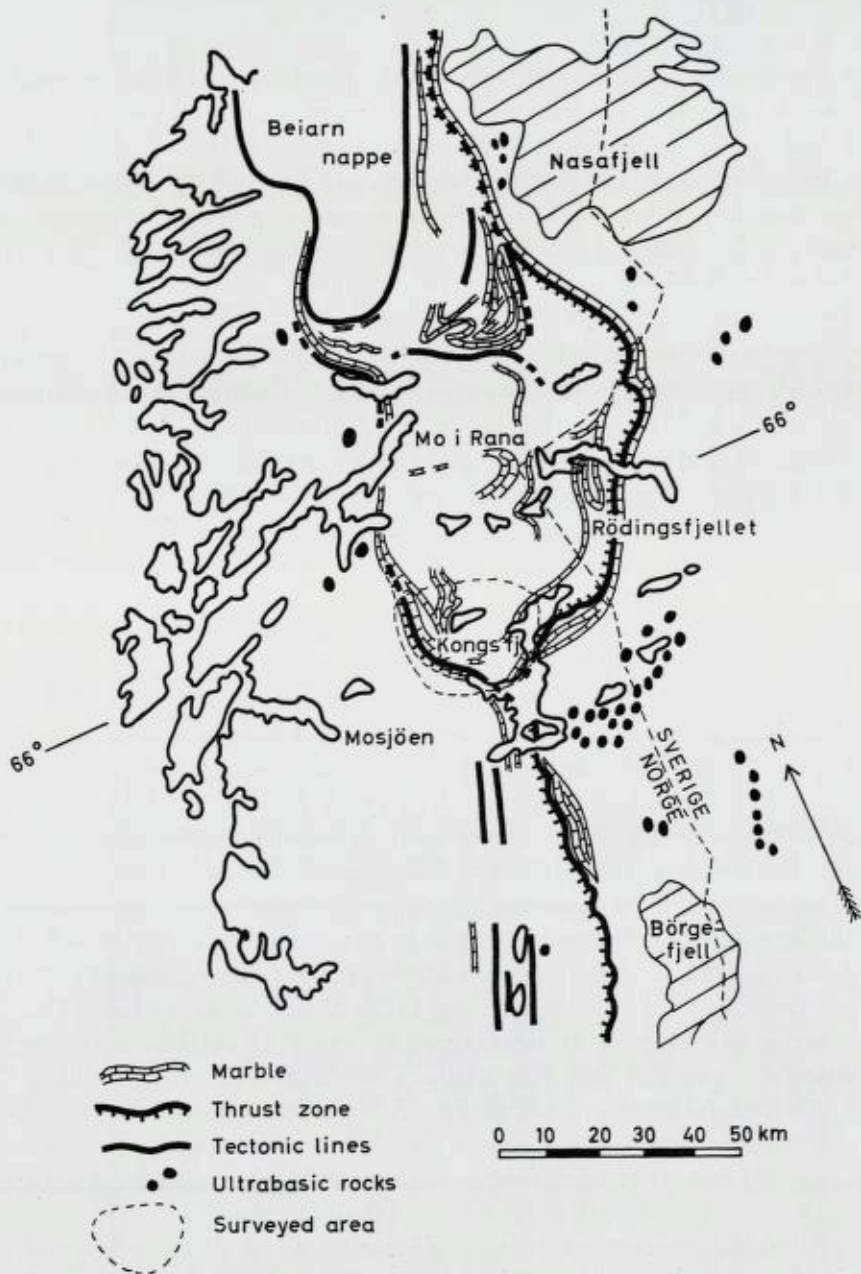


Fig. 2. Det undersøkte felts regional-geologiske beliggenhet i Helgeland nord for Røssvatn.

Regional geological surroundings of the area investigated in Helgeland north of Røssvatn, showing the position of main marble formations, the Rødingsfjell thrust front and other tectonic lines.

og av Geis (1961). Blyglans fra Bleikvassli er benyttet til blyisotopbestemmelser for aldersbestemmelse, Moorbath & Vokes (1963).

Fra nærliggende områder har særlig Strands (1953, 1955 og 1959) arbeider fra Hattfjelldalen vært av interesse. Her er det imidlertid de lavmetamorfe bergarter som er behandlet, og noen parallellisering er vanskelig. Derimot har Kulling (1955) i sitt Västerbottenarbeide omtalt de høymetamorfe bergarter på svensk side av riksgrensen. På norsk side, men lenger nord, har J. A. W. Bugge (1948) beskrevet de høymetamorfe bergarter omkring jernforekomstene i Rana. Lien (1956), Gustavson og Grønhaug (1960) og Nissen (1965) har alle utført sine hovedoppgaver for Universitetet i Oslo, i høymetamorfe bergarter i de sydligste deler av Helgeland.

Kapitel I. Beskrivelse av de kartmessige enheter.

Områdets berggrunn kan på lithostratigrafisk grunnlag inndeles i fire områder eller grupper: 1. Anders Larsa-gruppen, 2. Kongsfjell-gruppen, 3. Gruveområdets bergarter og 4. Strukturelt overliggende bergarter

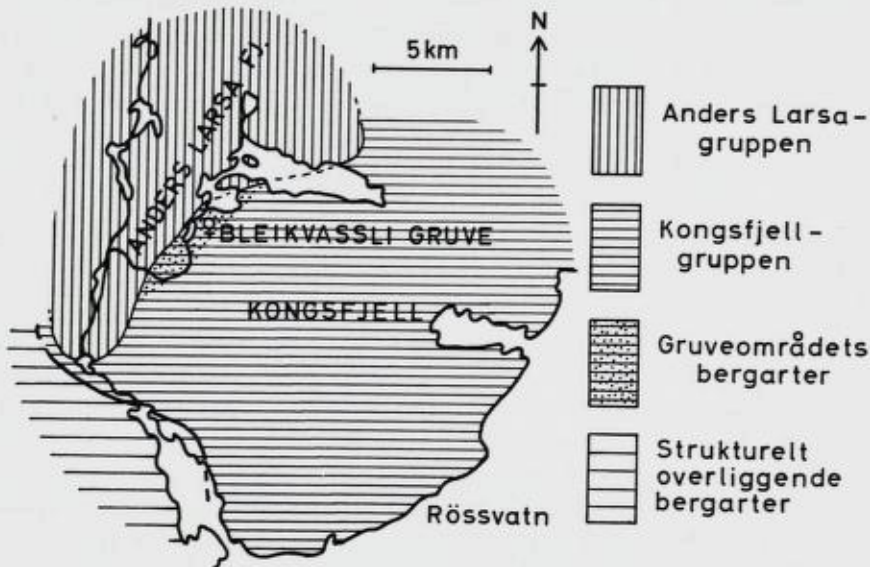


Fig. 3. Inndeling av det undersøkte felt i fire hovedområder.

Subdivision of the area investigated into four subareas: 1. The Anders Larsa Group, 2. The Kongsfjell Group, 3. The rocks of the Bleikvassli mine district, and 4. Structurally overlying rocks in southwest.

område i sørvest. Se Fig. 3. Denne inndelingen vil bli fulgt i dette kapittel og senere når det er naturlig.

1. *Anders Larsa-gruppen* består hovedsaklig av glimmerskifer- og marmorformasjoner og dekker feltets vestlige og nordlige områder. Anders Larsafjell (12/46, tallene er koordinater på hovedkartet) er det best blottede område og frembyr de mest fullstendige profiler gjennom gruppen (se Fig. 3). Strukturelt utgjør også Anders Larsa-gruppen en enhet det er naturlig å behandle for seg.

Marmorene er et dominerende trekk ved Anders Larsa-gruppen og opptrer i flere nord-sydgående, opp til kilometer-brede, soner på begge sider av Røssåga (02-18/44). I Grønnfjell- (14/53) og Simafjell- (15/49) områdene avviker marmorenes strøkretning fra den generelle strøkretning p.g.a. tverrfoldning (se detaljkart, Fig. 4). Avvik forekommer også i området ved Storfossen (05/43) der marmorene på Røssågas østside dreier 200° og fortsetter på vestsiden av elva. Fallet er vanligvis 30—60° mot vest. Som regel har marmorene en sotgrå, sjeldnere en rosa til gulbrun forvitningsfarge. På friskt brudd er de gulhvite til hvite, stedvist uregelmessig grå p.g.a. bituminøse interkalasjoner. Marmorene er som oftest fin- til mellomkornige og består av vekslende mengder kalkspat og dolomit foruten kvarts og tremolit, alle mineralene hvite til vannklare. Enkelte dolomitmarmor er kan ha et så høyt kvartsinnehold at de i hardhet og utseende minner om kvartsiter. Skiftende mineralinnhold kan gi marmorene et laminært preg.

Grenseforholdene til sidebergartene er som regel klare for den enkelte horisont, men glimmerskifer soner av varierende mektighet forekommer langt inn i marmorformasjonene, og omvendt.

Glimmerskiferene alternerer med marmorsonene. De har ofte en gneissig struktur, dvs. vekslende lag av kvarts- og feltspat-rike lag med mørke biotitrike lag. Parallellorienteringen av glimmer, rikholdigheten av glimmer og kvarts og den underordnede opptræden av feltspat, gjør likevel betegnelsen glimmerskifer mest dekkende i dette felt.

Glimmerskiferene er som regel utpreget folierte. De er mørke grå til grågrønne i friskt brudd, brune og ofte noe rustne utenpå. I håndstykke sees de å bestå av rikelig mørk og lys glimmer, kvarts, ofte noe disthen og granatporfyroblaster.

Ved siden av denne bergartstype som er kvantitativt overveiende, finnes en del soner av granatfri eller -fattig, utpreget planskifrig glimmerskifer. Den er nesten alltid rusten p.g.a. sulfidimpregnering. Lys

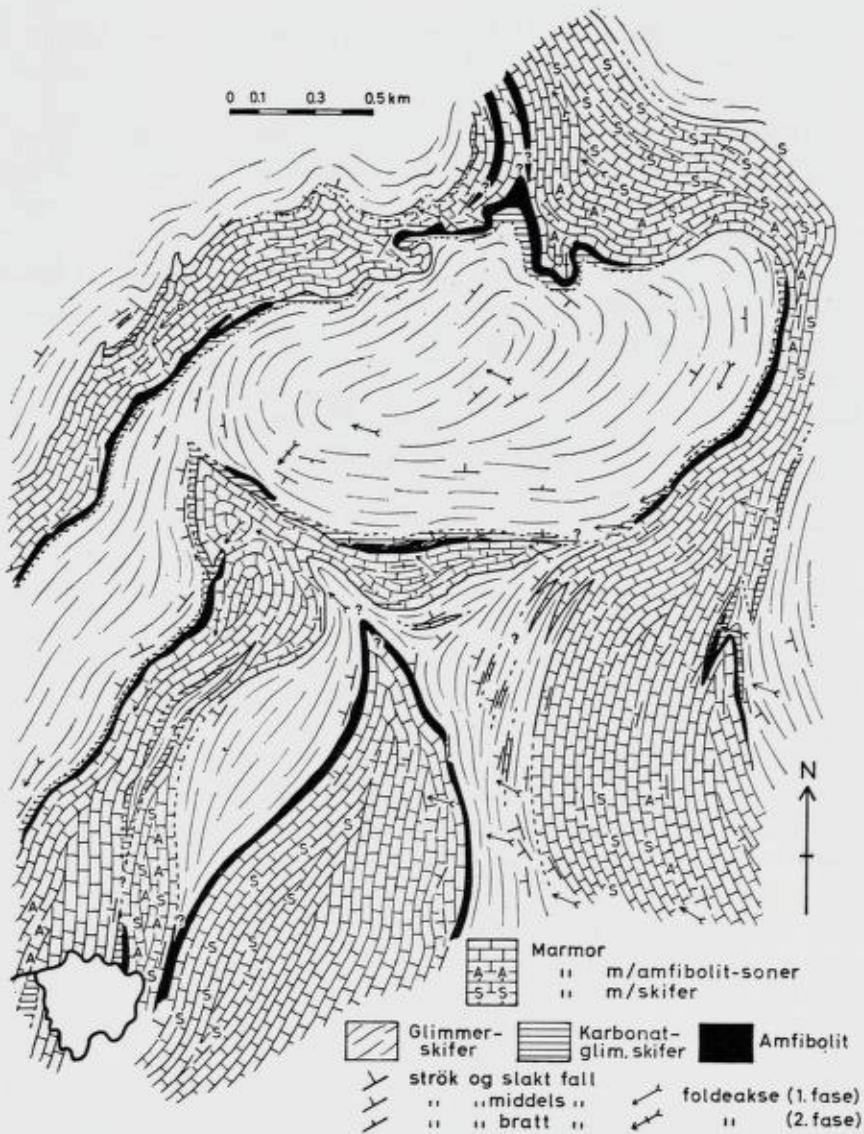


Fig. 4. Detallsjisse over området ved Simafjell hvor bergartene er tett sammenfoldet etter to innbyrdes nær perpendikulære akseretninger.

Sketch map from the Simafjell area showing superposed, tight folding, the fold axes being almost perpendicular to each other.

glimmer er det dominerende glimmermineral. Bergarten som kan vise jevn overgang til kvartsit, kan ved detaljert kartlegging skilles ut som egen stratigrafisk enhet.

Grafitiske soner er vanlige og finnes gjerne som mindre kompetente lag i annen glimmerskifer. Andre typer som forekommer er en brun kalkholdig glimmerskifer. Den opptrer som regel som en overgangssone inn mot marmorgrensene (se Fig. 4).

Alle disse bergartene er gitt samme fargekode på kartet. Mellom alle de nevnte typer glimmerskifere forekommer gradvise overganger, men skarpe grenser kan også iakttas.

Marmor-glimmerskifer-formasjonene som på kartene er gitt egen kode, består av vekslende lag av marmor, glimmerskifer, kvartsitiske skifere og kalksilikatbergarter. Glimmerskiferenes sammensetning er meget varierende: vanlig granat-glimmerskifer, karbonatglimmerskifer, grafit-kvarts-glimmerskifer og nær monomineralske biotitskifere forekommer alle. Mektigheten på de enkelte lag varierer fra 1–30 m.

Marmorene som i enkelte områder (f.eks. nord for Kjøkkenbugta, 12/49) kvantitativt dominerer formasjonen, er ofte grovkrystalline, grå kalkspatmarmor med lag av lys glimmer. Også fin- til mellomkornige, hvite marmor opptrer. Marmorene inneholder forbindelser som avgir H_2S ved slag og av og til pyritklumper.

Inndelingen i marmor-glimmerskifer-formasjoner har først og fremst en praktisk hensikt: å gjøre kartbildet oversiktlig og forståelig. I Fig. 5 er gitt et detaljprofil fra Kjøkkenbugta og opp til toppen av Anders Larsa-fjell. Profiler ca. 1 km nord og syd for dette er meget like og viser at de enkelte lag tross liten mektighet er utholdende over flere kilometer. Generelt tynner imidlertid de østlige lagene i formasjonen ut mot syd. I Grønnfjell er de enkelte marmorlagene så få og mektige at de er skilt ut på hovedkartet.

Kalksilikatbergartene opptrer i soner fra et par meter opp til ti meter tilsynelatende mektighet. De er lysegrønne eller -brune og viser liten grad av foliasjon. Enkelte grovkrystalline partier består av aktinolitisk amfibol og/eller diopsid foruten epidot-(klimo)-zoisit. Bergarten opptrer som benker på grensen mellom marmor og glimmerskifer med en skorpe av tremolit nærmest marmoren. Den kan også finnes som uregelmessige klumper og striper i marmor eller amfibolit.

Amfibolitene i Anders Larsa-gruppen opptrer med få unntak som smale konkordante lag (20 cm til 2–3 m) i eller på grensen til mar-

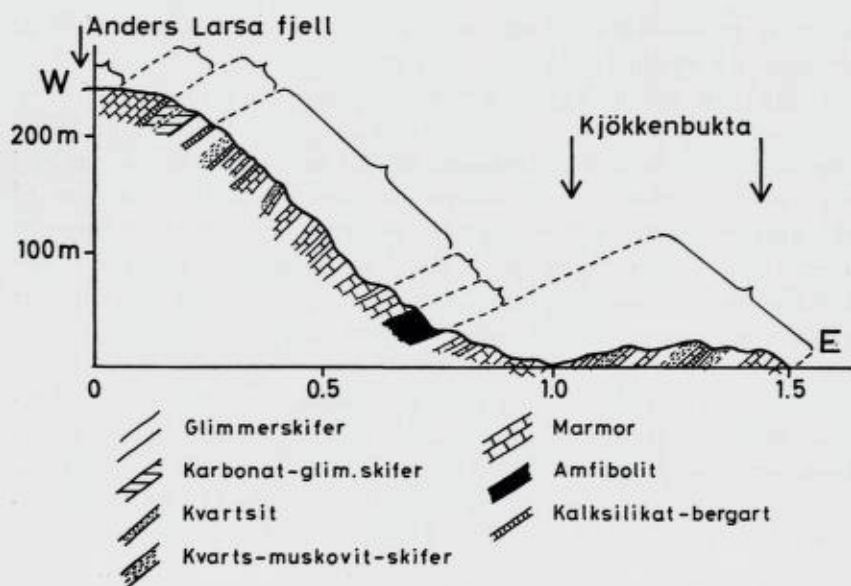


Fig. 5. Detaljprofil fra Kjøkkenbukta til Anders Larsa fjell. Parantesene angir formasjonsinndelingen på hovedkartet.

Detailed profile from Kjøkkenbukta to Anders Larsa fjell showing the alternation of marbles and skarn with varied micaschists and quartzitic horizons. The brackets mark the classification of formations on the main map.

mor. Unntakene representeres av noen få utholdende ledehorisonter med tilsynelatende mektighet 20–80 m. Disse er inntegnet på hovedkartet med noe overdrevet mektighet. Ledehorisontene kan inneholde en del biotit og granat og er særlig i den østlige del av gruppen sterkt skifrige. Forøvrig er mineralinnholdet amfibol og plagioklas. De smale amfibolithorisontene kan opptre i assosiasjon med 10–15 cm mektige, fin-kornige lagerganger av granittisk komposisjon.

Anders Larsa-gruppen inneholder en del ganger av *granittisk* sammensetning. De opptrer både som lagerganger og gjennomskjærende, rette og foldete ganger. Hovedveien langs Røssåga og de blankskurte høydedragene i Anders Larsafjell byr de beste muligheter til studium av disse gangene. Gangmaterialet er imidlertid relativt sparsomt og vil ikke bli nærmere behandlet. Det skal likevel nevnes at gangenes/årenes opptreden og mineralsammensetning i hovedtrekkene synes å overensstemme med den inndeling Lien (1956, p. 34) har utarbeidet fra Svenningdalen lenger sydvest. Et trekk av betydning er at hyppig-

heten av gangene synes å øke mot vest og at de overhodet ikke er observert i Kongsfjell-gruppen lenger øst.

Lengst vest mot kartgrensen ved Mølle vann (12/24) og på forlengelsen av skyvesonen ved Tustervann, ligger en grå til rødlig, foliert *granitt*. Granitten er ikke homogen og inn mot marmoren og særlig i strøkretningen nordover og sydover har den en gradvis overgang til glimmerskifer. Marmorformasjoner på øst- og vestsiden (utenfor hovedkartet) bøyer begge rundt den linseformede granitten som har karakter av syntektonisk pluton. Granitten representerer et interessant spesialproblem som ikke behandles nærmere her.

2. *Kongsfjell-gruppen* dekker det kartlagte områdets sentrale, østlige og sydlige del og består alt overveiende av glimmerskiferformasjoner med amfibolitlag. Kongsfjell (06-09/49-62) er et til dels utmerket blottet høyfjellsområde. Et fullstendig profil gjennom gruppen (se hovedkartet) må imidlertid legges i nord-sydlig retning gjennom Kongsfjell og sydover forbi Gåsvann (00/52) til Røssvatn. I motsetning til Anders Larsa-gruppen er strøket i Kongsfjell-gruppen generelt øst-vestlig og steil lagstilling er meget vanlig.

Grensen mellom Kongsfjell- og Anders Larsa-gruppen er antagelig av tektonisk art (se p. 33).

Glimmerskiferene er stort sett av samme type som i Anders Larsa-gruppen. Hovedtypen er en kvarts- og glimmerrik skifer med granat og disthen, stedvis amfibol. Disthen forekommer dessuten hyppig i linser eller knuter sammen med kvarts og granat. Kvartsslirer og granatrike soner er vanlig, likeså grafitskifere og glinsende skifere rike på lys glimmer.

Ved siden av hovedtypen opptrer hyppig og svært ofte i kontakt med amfibolite, en planskifrig, oftest granatfri, lys kvartsglimmerskifer. Bergarten, som ofte er rusten (sulfidholdig), er ikke utskilt på hovedkartet. Dens feltmessige opptreden og hyppighet er illustrert i to profiler (Fig. 6 a og b). I Jørentinds (04/56) nordskråning finnes en amfibolrik variant med gradvis overgang til den normale amfibolfattige granatglimmerskifer og som i strøkretningen smalner av og løper sammen med en amfibolitorisont.

Karbonat-glimmerskiferen er bløtere enn granat-glimmerskiferen og finnes særlig i de topografisk lavereliggende områder. Den har et knudret og småfoldet utseende. Foliasjonen er lite utpreget. Kvarts opptrer ofte i linser eller staver som motstår forvitringen bedre enn den

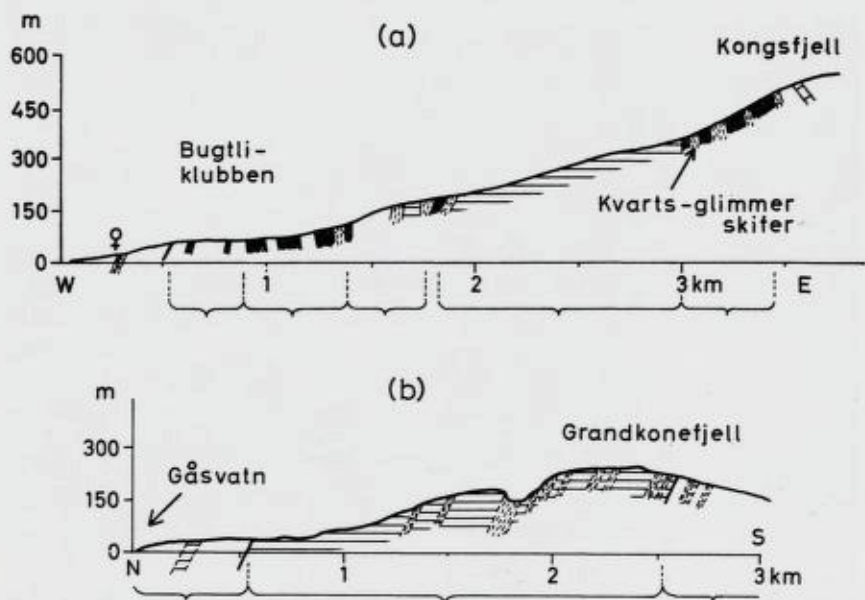


Fig. 6. Detaljprofiler i Kongsfjell-gruppen: a. Fra Bleikvassli gruve til topp 1056 i Kongsfjell. b. Fra Gåsvatn og sydover forbi Grandkonefjell. (Samme tegnforklaring som i Fig. 5.)

Detailed profiles from the Kongsfjell Group: a. From Bleikvassli mine to top 1056 in Kongsfjell. b. From Gåsvatn southwards across Grandkonefjell. (Same legend as in Fig. 5.)

kalkholdige bergart forøvrig. Resultatet er en meget karakteristisk hullete overflate (Fig. 7) som sammen med bergartens tendens til å sprekke opp i tallrike og skarpe riss, gjør den til en god kartleggbar enhet.

I området ved Kongsdalen—Svartvann (06/55) opptrer en planfoliert, mindre småfoldet variant av den normale brungrå karbonat-glimmerskifer. Karbonatmineralene er her konsentrert i uttrukne linser og øyne parallelt foliasjonen, mens mineralselskapet forøvrig er hovedsaklig kvarts, mørk og lys glimmer.

Som i Anders Larsa-gruppen kan karbonat-glimmerskiferene ha gradvis overgang til granat-glimmerskiferene (eks.: Grandkonefjell—Laryggen (01/57), men som oftest er grensene relativt skarpe. Meget ofte markeres grensen mellom karbonat-glimmerskiferen og andre skifere ved opptreden av amfibolitsoner. Grenseforholdene kan være meget kompliserte når bergartens hovedstrøkretninger krysser folde-



Fig. 7. Karbonat-glimmerskiferen har ofte en karakteristisk, hullet forvitningsflate når denne skjærer lineasjonsretningen. Kongsfjell.

Often the calcareous mica schist exhibits a characteristic weathering surface full of holes when this surface lies oblique to the direction of lineation. Kongsfjell.

aksen, som f.eks. i det sentrale Kongsfjell. På hovedkartet er disse grenser sterkt skjematisert.

Amfibolit opptrer som 10—700 m tilsynelatende mektige horisonter i glimmerskifer og på grensen mellom de forskjellige glimmerskifere. Der hvor amfibolit kvantitativt dominerer, men glimmerskifer opptrer som smale bånd eller strukturelt betingede rygger, er dette markert med eget symbol på kartet. Amfiboliten ved sydøstenden av Bleikvann, nær Skaret (11/56), inneholder smale horisonter av marmor. Selv om amfibolitene tjener som gode ledehorisonter, er de karakterisert ved brå utkilinger og sterkt vekslende mektigheter.

Amfiboliten sees i håndstykke å bestå av overveiende grønn amfibol og plagioklas. Nær Kongsfjell-gruppens vestgrense (eks. Bleikvassforsen) forekommer også granat. Amfibolkrystallene viser vanligvis en utpreget orientering i foliasjonsplanet. Mineralbånding opptrer hovedsaklig i sterkt deformerte områder.

I amfiboliten nær Skaret ligger en *ultrabasisisk linse*: ca. 350 m x maks. 100 m. Den har en rødbrun forvittringshud og en fremtredende, uregelmessig oppsprekning. Bergarten har vært brutt som klebersten til lokalt bruk.

Bergarten som stedvis inneholder rikelig med magnetit-oktaedre, har overalt mot den omgivende amfibolit en sterk grønn overgangssone (se p. 115) fra noen cm til flere meter tykk. Meterstore inneslutninger av sidebergarten har samme grønne skorpe. Karakteristisk for overgangssonen er grovkrystalline, lokale utviklinger av aktinolit, epidot og turmalin.

Marmorene i Kongsfjell-gruppen viser samme utseende, mineralsammensetning og veksling som i Anders Larsa-gruppen, men kvantitativt overveier de grå, karbon-holdige kalkspatmarmor. Dette gjelder imidlertid ikke for de mektige marmor syd i feltet, langs Røssvatn.

Ved siden av amfibolit- og kvarsithorisontene, har marmorene tjent som gode ledehorisonter. Innenfor det kartlagte felt er marmorformasjonen over Jørentind fulgt sammenhengende over en strekning av 16 km, og ifølge Hoels kart (Hoel, 1910) synes marmoren å fortsette til riksgrensen hvor den henger sammen med marmorformasjonen i Långfjällsynklinalen (Kulling, 1955).

Kvartsiten består av kvarts, glimmer og noe feltspat. Stedvis kan bergarten klassifiseres som en orthokvartsit, men den viser gradvis overgang til de omgivende glimmerskifer og f.eks. i området nær Bleikvassli er innholdet av alkalifeltspat relativt høyt.

Kvartsit opptrer i en markert topografisk rygg (eller rygger) fra det vestlige Kongsfjell, Nonhaugen og videre vestover. På sydsiden av Bleikvann finnes en mer glimmerholdig, grå og finkornet kvartsit med overgang til planfoliert kvartsglimmerskifer. Denne kan ikke følges sammenhengende, men har betydning i det østlige Kongsfjell hvor ledehorisonter mangler.

Foliert granitt forekommer i glimmerskifer i sydenden av feltet ved Røssvatn og i stratigrafisk sett samme posisjon (se p. 68) som de nevnte (feltspatholdige) kvartsiter lenger nord. Granitten er middels-

kornig, grå til rødlig og inneholder glimmerrike horisonter. Grensen mot den omgivende skifer er skarp, men foldet.

3. Gruveområdets bergarter dekker området rundt Bleikvassli bly-, zink- og kisgruve. Bergartene grenser inn mot Anders Larsa-gruppen i vest og er knyttet til en bestemt formasjon i Kongsfjell-gruppen. Beliggenhet og opptreden er muligens betinget av den sannsynlige skyvekontrakt mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen (se p. 33), muligens er bergartene en del av selve skyvesonen. Gruveområdets bergarter utgjør hverken noen egentlig strukturell eller lithostratigrafisk enhet. Området er likevel skilt ut som en egen enhet under beskrivelsen fordi det foruten vanlige glimmerskifere opptrer en rekke bergarter som ikke er observert i det undersøkte felt forøvrig. Et meget slående trekk ved gruveområdets bergarter er at de alt overveiende har gradvise grenser og ofte kan iakttas å løpe over i hverandre i strøkretningen, et fenomen som ikke kan forklares ved utelukkende tektoniske hendelser.

Området er delvis dekket av store myrer, det geologiske detaljkart, Fig. 8, har derfor preg av tolkningskart. Et mer detaljert geologisk kart er under utarbeidelse.

Som soner i amfiboliten og i gruveområdet forøvrig opptrer sterkt vekslende glimmerskifere av tilsvarende typer som tidligere beskrevet, men de er som oftest rikere på Al-silikater og fattigere på Ca-holdige mineraler enn vanlig.

Nord-syd gjennom gruveområdet løper en til dels meget feltspat-holdig kvartsit eller kvart-feltspat-skifer. Tilsynelatende mektighet varierer sterkt. De bredeste partier inneholder ofte glimmerrike soner. Sammen med kvartsiten opptrer enkelte steder en småfoldet grafitisk glimmerskifer. Det samme er funnet på Nonhaugen og syd for Bleikvann ved Skravelberg (11/53). Fra selve graven har Vokes (1963, p. 8) beskrevet grafitisk skifer og kvartsiter. En parallell til de grafitiske kvartsskifere står i dagen også langs elva fra Kjøkkenbukten til Lille Bleikvann, dvs. strukturelt like under Anders Larsa-gruppen.

Sentralt i feltet og som ligg-bergart i graven opptrer en grå til hvit, svakt foliert mikroklingneis. Sammensetningen er hovedsakelig mikroklin, biotit og lys glimmer foruten vekslende mengder kvarts og sur plagioklas. Aggregater av mikroklin-krystaller gir gneisen et karakteristisk flekket utseende. Enkelte pegmatitiske partier inneholder i tillegg til de nevnte mineraler apatit (vannklare 2–3 cm krystaller) og titanit (rød) foruten massiv grønn klorit i sprekker og hulrom.

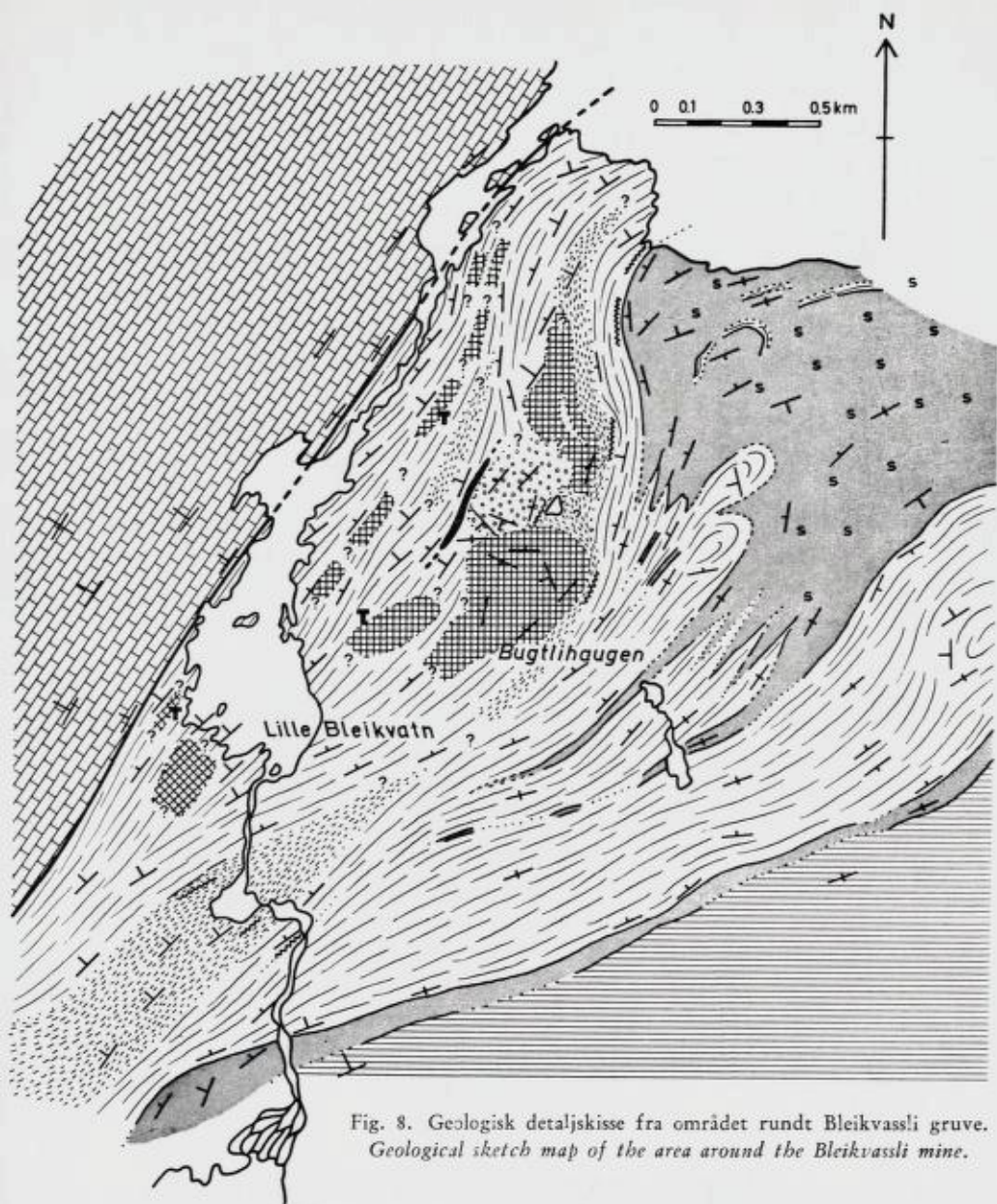


Fig. 8. Geologisk detaljskisse fra området rundt Bleikvassli gruve.
 Geological sketch map of the area around the Bleikvassli mine.

- | | | | | | |
|---|------------------------------|--|-------------------|--|---------------------------------|
| Y | strök og slakt fall | | Mikroklingneis | | Kvarts-feltspat-skifer |
| Y | " " middels " | | Lys disthengneis | | Glimmerskifer |
| Y | " " bratt " | | Mørk disthengneis | | Karbonat-glim.skifer |
| X | vertikal og flat lagstilling | | Grafitskifer | | Amfibolit |
| T | Turmalin-konsentrasjoner | | Malmens utgående | | " m/skiferoner |
| | | | | | Anders Larsa-gruppens bergarter |

Den ellipseformede mikrolingneis ligger hvor strøket lager en skarp bøy og kvartsiten tynner ut fra begge sider. Grensene mot sidebergartene er for det meste overdekket, men mikroklingneisen har et økende biotitinnhold og mer markert foliasjon mot grensene og synes å gå gradvis over i glimmerskifer og disthengneiser. Glimmerskifer- og kvartsit av samme type som i det omgivende metasediment-kompleks, opptrer også i enkelte soner inne i gneisen og inn mot malmkroppen. Skiferene innesluttet i gneisen utviser ofte mineralogisk sett uskarpe grenser og kan inneholde K-feltspat.

Nord og syd for mikroklingneisen opptrer en lys, grovkornet kvarts-disthen-gneis. Forvittringshuden er rødgul og som mikroklingneisen har den til dels lite utviklet foliasjon i de sentrale partier. Dette gjør at den stikker opp av myra som runde koller. Disthengneis opptrer også i assosiasjon med mikroklingneis-lignende bergarter andre steder i gruveområdet. Ved avtagende disthen-innhold går disthen-gneisene meget gradvis over til kvarts-biotit-gneiser med samme tekstur. Disse kan igjen iakttas å passere over i vekslende glimmer-skifer, stedvis med granat.

Også på malmens hengside opptrer kvarts-disthen (glimmer)gneiser som avbrudte (?) bånd fra Kjøkkenbugta sydover langs Lille Bleivann. Lokalt inneholder gneisen også amfibol og staurolit. Det er ingen skarpe grenser mot de omgivende glimmerskifer.

I sydenden av Lille Bleikvann er skilt ut to disthengneiser (se Fig. 8) som adskiller seg sterkt fra den rødgyldne, grovkornede disthengneis. Den største (ca. 5 x 15 m blottet foruten mindre flekker) er mørk grønngrå og glinsende med flere cm store krystaller av hvit disthen, sort amfibol og en del lysebrun staurolit. Foliasjonen er ikke utpreget. Grensene til sidebergartene synes å være gradvise.

Den minste er blågrønn, finkornet, med noe laminert preg, muligens kataklastisk. Mineralsammensetningen er vanskelig å bedømme i håndstykke, men pegmatiter inneholder disthen, kvarts, granat, meget turmalin og noe rutil.

Flere steder i gruveområdet såvel som i graven er det funnet grovkrystallinsk utvikling av mørk turmalin sammen med kvarts, glimmer og noen steder granat og disthen. På overflaten er disse segregasjonene bare observert i tilknytning til de forskjellige disthengneiser og gjerne der de lokalt tynner ut. De viktigste forekomstene er tegnet inn på Fig. 8. Den største av disse (nærmest malmen) dekker 6—7 m² og består av nærmere 30 % turmalin.



Fig. 9. Øyegneis ved lille Tustervann. Gneisen ligger strukturelt like over mylonitsonen.
Augen gneiss at Lille Tustervann. Structurally the gneiss lies just above the mylonite zone.

4. Strukturelt overliggende bergarter i syd-vest. Området vest og syd for Lille Tustervann (02/45) er bare rekognoserende undersøkt. Det er likevel fastslått at det såvel strukturelt som lithologisk adskiller seg fra de andre områder. Bergartene er hovedsaklig glimmerskiferer og -gneiser, enkelte mektige marmorert, en del kvartsit, foruten meget granitisk materiale. Skiferene og gneisene er hyppig gjennomskjærende og konkordante, ofte boudinerte ganger av granittisk sammensetning. De har ofte uregelmessig begrensnings mot sidebergarten. Større områder sydvest for Tustervann består av folierte granitter.

Grensen mellom Kongsfjell-gruppen og de overliggende bergarter er markert ved en skarp topografisk linje i terrenget og ved en regional diskordans som fremkommer best på kartet. Selve grensesonen består av kataklastiske bergarter: blågrå, laminerte ultramyloniter og rivningsbreksjer. Over myloniten følger en båndgneis som ofte viser gradvis utvikling til en øyegneis hvor all foliasjon er utvisket, Fig. 9. Veiskjæringer på østsiden av Lille Tustervann gir et instruktivt profil gjennom disse bergarter.

Grensesonen er ikke rett, men svinger sterkt og har meget varierende fall. Antagelig representerer de strukturelt overliggende bergarter et overskjøvet dekke og grensen skyvesonens utgående (se p. 35). Fig. 10 viser et nord-syd-gående profil, (JJ') over skyvegrensen.

Skyvegrensen er fulgt nordover hvor den løper inn mellom en rekke marmorhorisonter som den sannsynligvis følger videre. Dette marmordraget fortsetter på Rekstads landgeneralkart (1924) til Ranafjorden. Det er således mulighet for at den antatte skyvegrense i Tustervannsområdet er en del av en regionalt utbredt tektonisk grenselinje (se Fig. 2) som møter den tektoniske linje fra Langvann og nordover, beskrevet av Nichol森 and Walton (1963). I et senere arbeid (Rutland and Nichol森, 1965) er imidlertid den tektoniske linjen rett nord for Langvann utelatt.

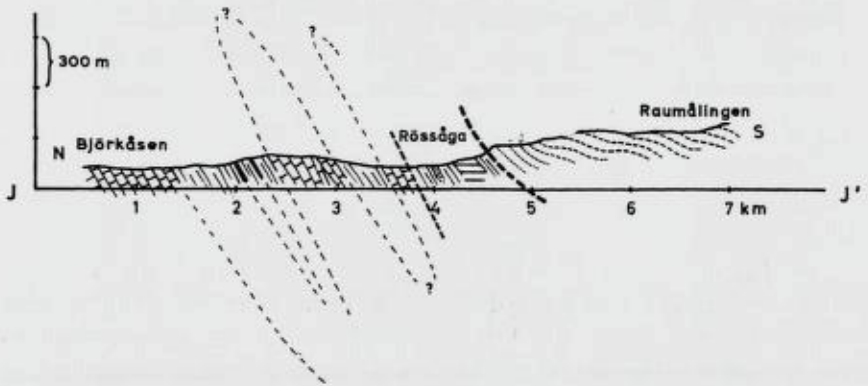


Fig. 10. Skjematisk nord-syd-gående profil (JJ') over hovedskyveggen i Tustervannområdet og Kongsfjell- og Anders Larsa-gruppens bergarter til nordre Bjørkåsen. Se nøkkelkart, Fig. 53. Tegnforklaring som for hovedkartet.

Schematical north-south profile (JJ') across the main thrust in the Tustervann area and the Kongsfjell- and Anders Larsa Groups to (Northern) Bjørkåsen. See Key map, Fig. 53. Legend as in the main map.

Tilstedeværelsen av større mengder gneiser og folierte granitter gjør det rimelig å anta at de strukturelt overliggende bergarter representerer bergartsmasser tilhørende fjellkjedens mer sentrale soner. Bergartene og detaljstrukturene i dette bergartsområdet vil imidlertid ikke bli behandlet nærmere i denne publikasjon.

Kapitel II. Tektonikk.

«Structural geology is concerned with analysing the deformation of sedimentary strata. Before this object can be attained it is essential to know the depositional sequence of the strata involved», de Sitter (1956, p. 3).

I Kongsfjell-området er imidlertid ikke stratigrafien kjent. Hverken fossiler eller primære strukturer som kan avgjøre hva som er normal eller invertert lagstilling, er funnet. Heller ikke er stratigrafien kjent fra noe tilgrensende område. For Glomfjord-området nord for Rana foreslår Rutland (1959 p. 305 og Plate I) og Nicholson and Walton (1963 p. 38) en stratigrafi. Det samme gjør J. A. W. Bugge (1948, pp. 4, 12 og 27) for Dunderlandsdalen og Kulling (1955 p. 265) for Långfjäll-distriktet på svensk side av riksgrensen. Långfjällmarmoren er som nevnt p. 19 antagelig fortsettelsen av Gåsvannmarmoren, men ingen av de nevnte områder kan i dag med sikkerhet detaljkorreleres med Kongsfjell-området. Hovedbetingelsen for den strukturelle undersøkelsen er derfor ikke oppfylt. Undersøkelsen har derfor måttet gå den omvendte veien i håp om likevel å få frem et bilde av feltets deformasjonshistorie. Det er derfor lagt vekt på de observerte data, mens konklusjonene må betraktes som foreløpige inntil de forskjellige delområder kan hektes sammen til et hele.

I strukturgeologi hersker det en viss uenighet om terminologien. Det er av den grunn viktig å benytte definerte uttrykk og begreper. Jeg vil i begynnelsen av hvert avsnitt gjøre oppmerksom på hvilke definisjoner som følges.

1. Planstrukturer.

Sanders (1948) begrep s-plan omfatter mesteparten av de planstrukturer som omtales her. s-plan omfatter plan av premetamorf opprinnelse, foliasjon og sprekker. I overensstemmelse med moderne strukturgeologer (Turner and Weiss, 1963) benyttes foliasjon om alle typer s-plan av metamorf opprinnelse. Glideplan og skyvesoner av

regional utbredelse oppfattes vanligvis ikke som s-plan. Planstrukturer i denne undersøkelse omfatter derfor s-plan og skyveplan eller -soner.

1a. Bånding.

En vanlig forekommende planstruktur i bergartene er bånding, dvs. s-plan definert ved alternerende lag av vekslende mineralinnhold. Båndbredden varierer fra noen mm til flere cm, i sjeldne tilfelle når den opp i størrelsesorden dm.

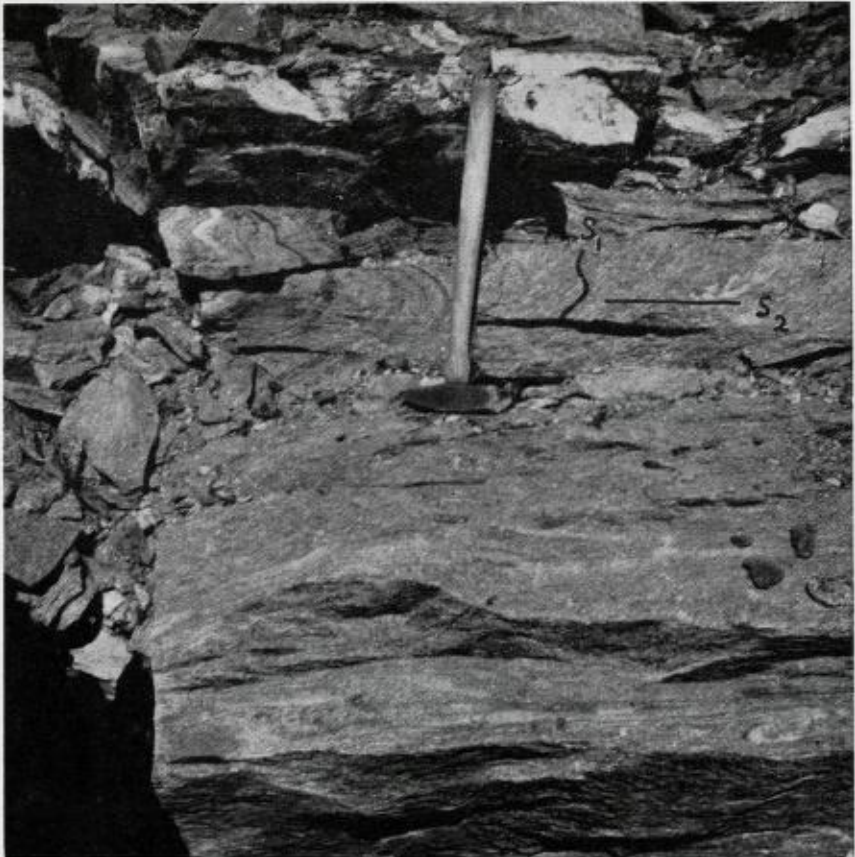


Fig. 11. Akseplanskifrihet (S_2) skjærer båndingen (S_1) i foldeknær. Bildet er tatt mot nordvest, dvs. i samme retning som S_2 faller. Sydenden av Lille Bleikvann.

Axial plane schistosity (S_2) intersects the bedding schistosity (S_1) in the fold knees. The picture is taken towards the northwest which is the direction of the S_2 dip. Southern end of Lille Bleikvann.

Båndingen i glimmerskifer opptrer som veksel av mørke og lyse lag. De lyse lag har et høyere innhold av kvarts, mens de mørke er særlig rike på biotit. Båndingen kan også skyldes veksling mellom mørk og lys glimmer. Dette er særlig karakteristisk ved Kvanjolmyra (08/44).

I amfibolittene synes båndingen i særlig grad å fremkomme i sterkt foldete områder (foldeknær etc.). Båndene består av plagioklas og kvarts i veksel med amfibol. Noen steder opptrer biotit og epidot og bidrar sterkt til båndingen. Båndene er sjelden tykkere enn et par mm.

I marmor kan bånding iakttas som 1) knapt synlig fargeveksling gul til gulhvit p.g.a. vekslede kalkspat-dolomitforhold (se p. 97), 2) alternerende hvit og grå (C-holdig) marmor 3) lag anrikt på tremolit i forøvrig hvit marmor og 4) lag av glimmer eller kvarts i veksel med grå uren marmor.

Båndingen som overalt hvor det kan kontrolleres er parallell med formasjonsgrensene, er antagelig betinget av primære variasjoner i sedimentasjonen (se Kvale, 1948, p. 12). Det er imidlertid sannsynlig at de primære forskjeller i lagene er forsterket ved senere, metamorfe prosesser (se p. 100). Båndingen er derfor rimeligvis s-plan med både premetamorf og metamorf opprinnelse («bedding schistosity»).

Båndene (s_1) er foldet og oftest subparallell med andre s-plan som akseplanskifrihet (s_2) og skjærskifrihet (s_2'). I foldeknær kan imidlertid s_2 (eller s_2') iakttas å stå normalt på s_1 , se Fig. 11 og Fig. 12.

1b. Akseplanskifrihet (s_2).

Dette er en meget vanlig foliasjonstype som er beskrevet fra Kaledonidene bl.a. av Bryhni (1962, p. 337). Akseplanskifrihet vil si at bergarten har en foliasjon (sub)parallellt et sett foldeakseplan. Dette er en foliasjonsorientering som andre typer s-plan (laging, kløv) tenderer mot ved økende deformering (Turner and Weiss, 1963 p. 99). Eksistensen av akseplanskifrihet som den fremherskende planstruktur indikerer derfor høy grad av deformasjon i området.

Akseplanskifriheten (Fig. 12) i det undersøkte felt følger ofte parallellorienteringen av mineralene. Meget vanlig er glimmer-mineralene orientert med basis parallellt s_2 . Ifølge Leith (1905) er disse egenskaper karakteristiske for «flow cleavage». P.g.a. parallellorienteringen av glimmermineralene er skifriheten ofte utviklet som kløv. Kløvplanene er vanligvis tettstilte. De kan imidlertid ha større innbyrdes avstand og er da utviklet som en «parting» parallellt s_2 , Fig. 11.

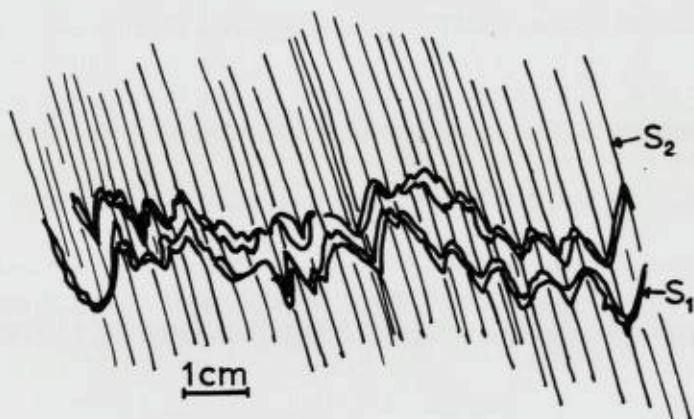


Fig. 12. Tegningen viser foldete kvartslag (S_1) i kvartsglimmerskifer, sydvest for topp 1056 i Kongsfjell.

Schematic drawing of folded layers (S_1) of quartz in a quartz-mica-schist, south-west of top 1056 in Kongsfjell.

I marmorene, amfibolitene og kvartsitene opptrer akseplanskifrihet (s_2) som det mest karakteristiske s-plan, men s_2 er som oftest sammenfallende med s_1 og de enkelte planstrukturer kan være vanskelige å identifisere. I glimmerskiferene er vanligvis også akseplanskifriheten vel utviklet, men danner her relativt ofte en vinkel med s_1 eller med foldeakseplanet, s_2 -planene er heller ikke alltid så tettstilte som i de andre bergartene. Akseplanskifriheten er et rent metamorft, kinetisk aktivt s-plan.

Akseplanskifrihet (s_3) er stedvis utviklet parallelt med akseplanene i folder som er dannet ved en antatt senere fase, se p. 41.

1c. Skjærskifrihet (s_2').

Skjærskifrihet er skilt ut som eget strukturelement da den synes å ha betydning i gruveområdet. Forskjellen mellom s_2 og s_2' består i at den første tenkes oppstått ved «non-affine» deformasjon, s_1 ved «affine» deformasjon (Turner and Verhoogen, 1960 pp. 606-8). Opp-treden av s_2' er nærmere beskrevet under avsnittet om gruveområdets tektonikk, p. 53.

1d. Sprekker.

Kongsfjell-gruppen har et vel utviklet sprekkemønster og er benyttet som hovedområde for studiet av sprekkenes. Stort sett gjennom-

skjærer sprekken alle andre strukturelementer (foliasjon, lineasjon og folder) og er utvilsomt en sen fase i deformasjonsprosessen.

De forskjellige bergarter har sprukket opp på ulike måter. Regionale sprekker er best utviklet i glimmerskiferer, mens marmor og amfibolit gjerne har tettstilte, skarpe sprekker i mesoskopisk til makroskopisk målestokk. I karbonatglimmerskiferen er begge sprekketypene beskrevet nedenfor, regionale og konjugerte sprekkesett, usedvanlig godt utviklet.

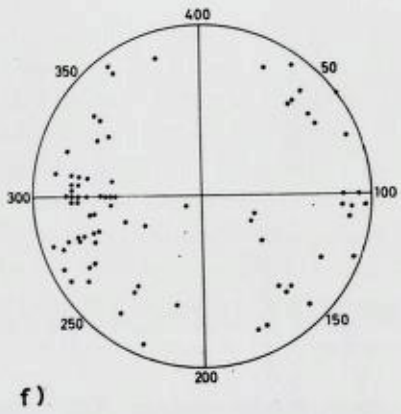
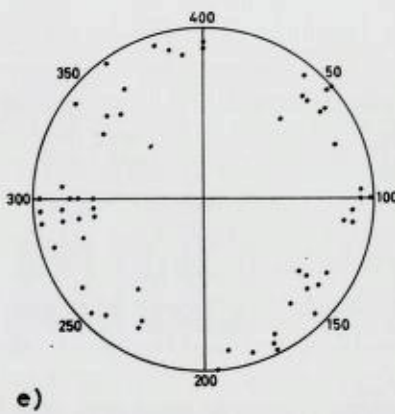
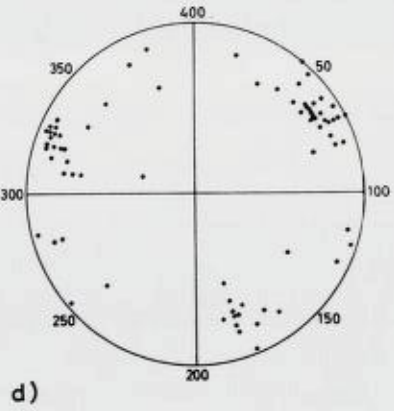
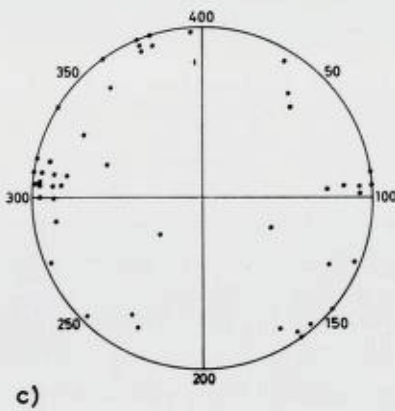
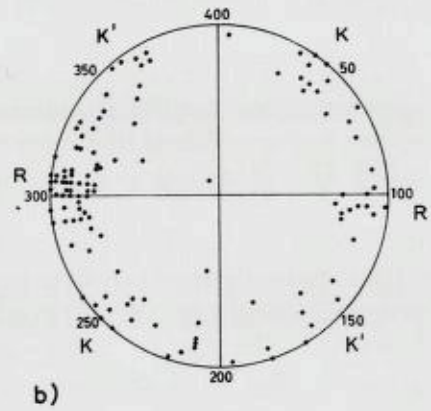
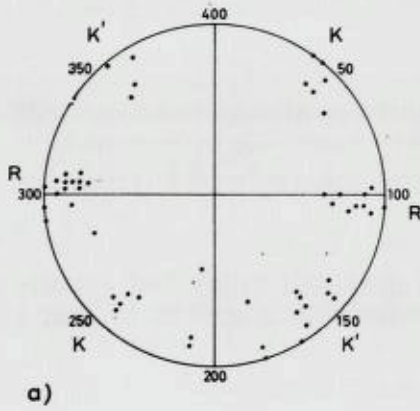
Longitudinelle sprekker, dvs. steile sprekker parallelt med lineasjonen, (E. Cloos, 1937, p. 75), er overhodet ikke utviklet hverken i Kongsfjell- eller Anders Larsa-gruppen, noe som kan tyde på at kompresjonen normalt på lineasjonsretningen er lite avlastet.

I. Regionale sprekker («major joints»).

Dette er nord-syd-gående, som regel tettstilte sprekker med steilt, oftest østlig fall. Fallet kan variere noe, slik at de enkelte sprekkenes i samme blotning skjærer hverandre innbyrdes. I Kongsfjell-gruppen er sprekken ofte utviklet som skar eller kløfter som kan følges mange kilometer. Enkelte sprekker løper tvers over Kongsfjell, noe som viser at sprekken også har stor utstrekning i dybden. Denne nord-sydlig sprekkeretning er den vanligst forekommende i alle bergarter i området. Fig. 13 viser seks sprekkepol-diagrammer fra forskjellige delområder innen feltet.

Sprekkene stryker nær normalt på lineasjonen i Kongsfjell-området. Et interessant trekk er at de synes delvis å rotere med forandringen i lineasjonsretningen. Dette fremgår av Fig. 13 a og b. Diagram a er fra et lite område med konstant lineasjon 310° mot vest, mens diagram b omfatter et større område i det sentrale Kongsfjell hvor lineasjonen varierer fra 285° — 320° mot vest. Retningen i de nord-syd-gående sprekker synes å få en tilsvarende spredning. I de øvrige sprekke-diagram, derimot, synes denne relasjonen mellom lineasjonsretning og sprekkeretning ikke å gjelde.

Hvis sprekken skulle tolkes som transverselle sprekker («cross joints», Turner and Weiss, 1963 p. 100), burde de generelt vise et mer konstant forhold til lineasjonen (Kvale, 1948 p. 40) enn tilfellet er. Likeledes synes det faktisk at nær nord-syd-gående sprekker er vanlig i nærliggende områder (Th. Vogt, 1927 pp. 117 osv., Grønhaug, 1959 p. 63) å peke mot konklusjonen at sprekken er senere, regionale



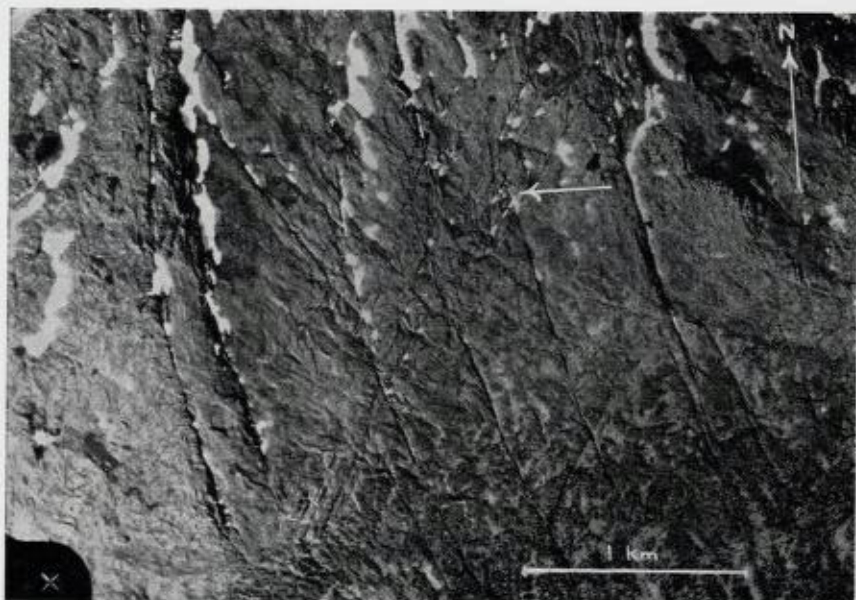


Fig. 14. Utsnitt av flyfoto i målestokk ca. 1:16 000 over sentrale deler av Kongsfjell. Bildet viser sprekketvikling i karbonat-glimmer-skifer. De nord—sydgående, regionale sprekkene virker krumme p.g.a. sprekkeflatenes fall (bratt mot øst) og terrengets helling ned mot det skogklede området. Lineasjonsretningen er inntegnet og halverer vinkelen mellom de konjugerte sprekkene (skjærsprekker).

Part of an aerial photograph (scale about 1:16 000) taken over the central parts of Kongsfjell. The picture shows joint development in the calcareous mica-schist. The north—south trending regional joints appear curved because of their steep dip towards the east and the slope of the ground surface towards the forest covered parts in the south. The direction of lineation is shown. It bisects the angle between the conjugate joint directions.



Fig. 13. Sprekkepol-diagram. (400^g Schmidt nett, undre halvkule). a. Meget lite område (ca 100 x 100 m²) i det sentrale Kongsfjell. 57 observasjoner. — b. Sentrale Kongsfjell. 123 observasjoner. — c. Skaret. 47 observasjoner. — d. Gruve-området. 75 observasjoner. — e. Anders Larsa fjell. 60 observasjoner. — f. Nonhauen—Jørentind. 78 observasjoner. — Symbolene K og K' står for konjugerte sprekkesett, R for regionalt, nord—syd-gående sprekkesett.

Diagram of poles to joints (400^g Schmidt net, lower hemisphere). — a. Small area (about 100 x 100 sq.m) in the central part of Kongsfjell. 57 observations. — B. Central Kongsfjell. 123 observations. — c. Skaret. 47 observations. — d. The Mine district. 75 observations. — e. Anders Larsa fjell. 60 observations. — f. Nonhaugen—Jørentind. 78 observations. — The symbols K and K' are short for conjugate joint system, R for regional north—south trending joints.

sprekker uten genetisk tilknytning til lineasjonen i dette spesielle området.

II. Konjugerte sprekkesett.

Konjugerte sprekker («conjugate joints», Turner and Weiss, 1963, p. 101, Billings, 1954, p. 118) er skjærsprekker som vanligvis opptrer i par. Vinkelen mellom dem skal ideelt sett halveres av lineasjonen.

Denne sprekketype er meget alminnelig i feltet, og opptrer i mesoskopisk til makroskopisk (Fig. 14) målestokk. Som oftest halverer



Fig. 15. Foldeforkastninger i marmor. Forkastningsretningen er parallell med et sett skjærsprekker i området. Ved Bleikvasslielva nær utløpet i Røssåga.
Fold thrusts in marble. The direction of the thrusts is parallel to one set of the shear joints in the area. At Bleikvasslielva near the outlet into Røssåga.

lineasjonen den *stumpe* vinkelen mellom skjærsprekke, men dette gjelder ikke alltid. Hver enkelt bergart har sine karakteristiske oppsprekningsvinkler, f.eks. er vinkelen som (nær) halveres av lineasjonen større i kvartsit enn i karbonatglimmerskifer.

Sprekkediagrammene viser klart at de konjugerte sprekke roterer med endringen i lineasjonsretningen (se også Fig. 33). Sprekkene har med andre ord et konstant forhold til stressfeltet som frembragte lineasjonen. Fig. 13 a viser vel definerte retninger for de konjugerte sprekke, mens de øvrige diagrammer som er hentet fra større områder, viser diffuse punktmaxima p.g.a. rotasjon med lineasjonen. At de konjugerte sprekke har genetisk samhörighet med lineasjonen og foldningen, illustreres blant annet ved Fig. 15.

1e. Forkastninger og «slickensides».

Langs noen av sprekke er det iaktatt forkastningsbevegelser, dette gjelder både de regionale og skjærsprekke. Bevegelsen kjennetegnes som regel ved at sprekkeflaten er polert, tildels ved at den viser glidestriper («slickensides»). Stripene indikerer som regel at bevegelsens hovedkomponent har ligget i horisontalplanet, dvs. translasjonsforkastninger (Billings, 1954, p. 126).

Horisontalbevegelsen er i alle observerte tilfelle, bortsett fra ett, mindre enn 20 cm. Det ene tilfellet (Bugtliklubben øst for Bleikvassli gruver) har et horisontalsprang på ca. én meter, muligens gjentatt ved en parallellforkastning like ved. Langs de nord-syd-gående (regionale) forkastninger er den vestlige blokk alltid beveget syddover i relasjon til den østlige blokk, se Fig. 16.

1f. Skyvesoner.

I. Skyvekontakt mellom Anders Larsa-gruppen og Kongsfjell-gruppen.

Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen adskiller seg som beskrevet sterkt i fra hverandre i lithologisk henseende. Det samme gjelder til en viss grad den strukturelle oppbygning. Kartmessig fremkommer det regionalt en diskordans mellom de to gruppene.

Ved Røssåga og særlig i østskråningen av Anders Larsa-fjell er det flere steder observert sannsynlige rivningsbreksjer. Breksjene består som oftest av fragmenter av glimmerskifer eller amfibolitt i marmor nær kontaktflaten mot sidebergarten. Fragmentene har ofte uskarpe grenser mot vertsbergarten og kan ha foliasjon parallell med marmorens.



Fig. 16. En vertikaltstående pegmatitgang i mikrolinegneis ved Bleikvassli gruve er venstrehånds-forkastet. Hammeren er orientert i nord—sydlig retning.
A vertical pegmatite dyke in microcline gneiss at the Bleikvassli is thrust anticlockwise. The hammer head points to the north.

Vokes (1963, p. 52) beskriver fra Bleikvassli gruver en «breksje»-malm som har et karakteristisk «durchbewegt» preg.

Disse observasjoner indikerer bevegelse langs flere plan eller soner. Det er ikke funnet spor av mylonitt, men mikroskopisk er det iaktatt bøyde glimmer-lameller, mørteltekstur langs korn grensene og kraftig undulerende utslukning i kvarts nær grensen mellom de to grupper. Mangelen på utpregede kataklastiske bergarter kan tyde på at en eventuell dislokasjon har skjedd på et tidlig stadium i deformasjonsprosessen.

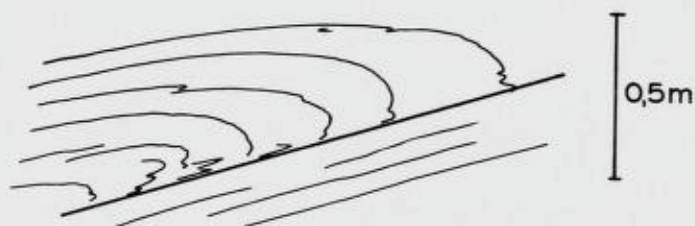


Fig. 17. Avkuttete foldehengsler i marmor i Anders Larsa-fjells østskråning.
*Rootless fold hinge from an overturned anticline in the eastern slope of
 the Anders Larsa-fjell.*

Anders Larsa-gruppens foldestil (se p. 44) er tette, isoklinale folder med akseplanet fallende mot vest. Mesoskopisk er det iaktatt avkuttete foldehengler (gleitbretter) som vist på Fig. 17.

Overensstemmelsen mellom mesoskopisk og makroskopisk foldestil (se også profiler, Fig. 25) synes meget stor i Anders Larsa-gruppen. Det er derfor mulig at en bevegelse mellom de to grupper har vært en tidlig skyvning. Ifølge Bailey (1938, p. 608) er skyvning en foldeforkastning som mer eller mindre replaserer en invertert sjenkel i en overfoldet antiklinal. Kontaktflaten mellom de to grupper har en helningsvinkel mot vest som indikerer «low angle thrust» (de Sitter, 1965, p. 288). P.g.a. den senere kaledoniske foldning (se p. 50) kan imidlertid ikke helningsvinkelen tillegges avgjørende betydning. Den tektoniske grense mellom gruppene kan også være en «gravitational sliding», en forklaring som støttes av det stratigrafiske skjema som er foreslått på p. 73 og hvor Anders Larsa-gruppen er antatt å være eldste ledd.

På hovedkartet er den antatte dislokasjonssonens utgående forenklet og *definert* som basis av Anders Larsa-gruppen. De mange indikasjoner på bevegelse i parallelt løpende horisonter tyder imidlertid på at dislokasjonen ikke har foregått langs ett plan, men mange — dvs. nærmest en «Schuppen-zone».

II. Skyvning i Lille Tustervann-området.

Bergartsbeskrivelsen, de topografiske og de strukturelle forhold (p. 24 & 43) viser klart at det har foregått en bevegelse mellom de vestlige, overliggende bergarter og de underliggende (Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen). Mikroskopiske undersøkelser viser at kataklasen kan

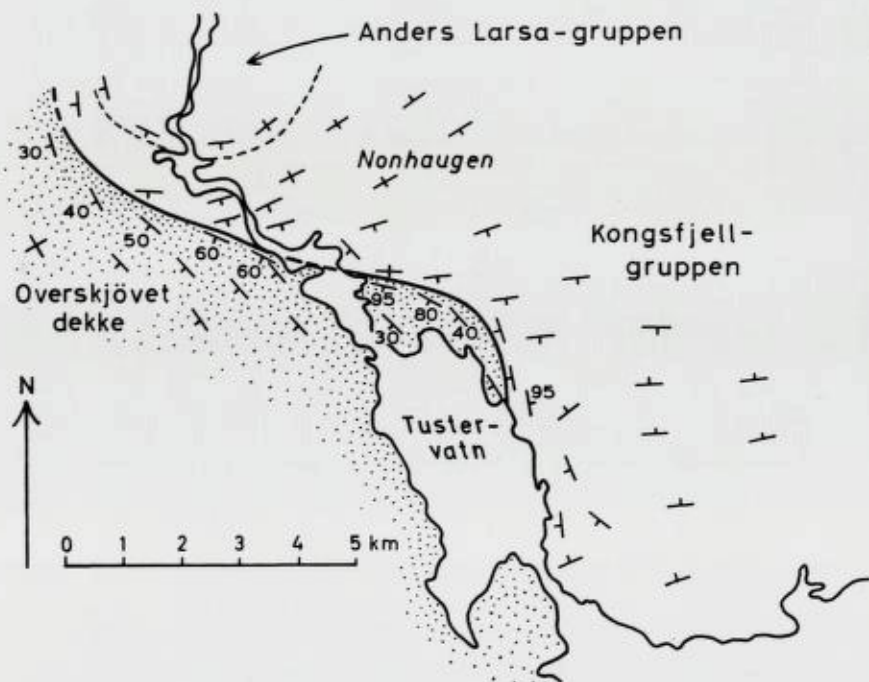


Fig. 18. Skjematisk fremstilling av skyveplanets stilling og strøk- og fall-forholdene i Tustervannområdet.

Sketch map showing the attitude of the thrust plane and strikes and dips of the rocks in the area of Tustervann.

spores i Kongsfjell-gruppens glimmerskiferer inntil 200 m vekk fra bevegelsezonens utgående.

Bevegelsezonens krokete utgående viser at den ikke alene kan forklares som en sidelengsforkastning («strike slip fault», som f.eks Great Glenn). De varierende strøk- og fall-observasjoner langs den tektoniske linjen (se Fig. 18) krever en annen forklaring. Den regionale diskordans (p. 24) indikerer derfor overskyvning. Det samme gjør den kraftige utvikling av kataklastiske bergarter, og den markante lithologiske forskjell mellom de strukturelt overliggende og underliggende bergarter. Sterkt varierende stilling av skyvesoner er påvist av Kvale (1948) ved Bergsdals-dekkene. Kvale (op. cit. p. 47) viser her at skyvefronten lokalt står vertikalt og mener det kan ha skjedd en oppstuvning av bergartene foran tunger i skyvedekket. Det er ikke urimelig at vi har en tilsvarende relasjon i Lille Tustervannsområdet.

En annen mulighet som bestyrkes av at lineasjonsretningene nesten alltid synes å indikere en omtrent østlig skyveretning, er at skyvefrontens nord-syd-gående strekning er utviklet som normal overskyvning, mens den nær øst-vestlige strekning representerer en sidelengsforkastning. Tilsvarende sammensatte strukturer er beskrevet av de Sitter (1939) fra de Lombardiske Alper. Helt avgjørende kriterier for den ene eller annen av de to teorier i Tustervann-området, er ikke funnet, men det faktum at foliasjonen på begge sider av den øst-vestløpende del av dislokasjonssonen dreier av og går tilnærmet parallelt med denne, peker mot den første teori som den mest sannsynlige.

2. Lineære strukturer.

E. Cloos (1946, p. 1) definerer lineasjonen som en deskriptiv og ikke genetisk betegnelse på en hvilken som helst lineær struktur i en bergart. Uten å presisere nærmere hva slags lineasjon en har å gjøre med, vil lineasjonen «... have no precise structural significance, since lineation may form in so many ways, having different relationships to the overall form and origin of structures» (Hills, 1963, p. 140). Turner and Weiss (1963, p. 101) benytter *lineasjon* om lineære anordninger i håndstykke eller småblotninger og *lineære strukturer* om strukturer av en høyere størrelsesorden. I det følgende benyttes imidlertid lineasjon og lineære strukturer som synonymer, slik E. Cloos (1946) gjør, og med en nærmere angivelse av arten når dette er nødvendig.

De mest vanlige lineære strukturer i det undersøkte felt er foldeakser, parallellorientering av mineraler, skjæringslinjer mellom s-plan, spydlignende kvartsslirer («rods» og «mullion»-struktur) foruten glidestriper på «slickensides» (p. 33). Lindstrøm (1963) har beskrevet slike lineære strukturer som karakteristiske for Rødingsfjelldекket i kontrast til de mindre deformerte og underliggende dekker i øst. «Mullion»-strukturer og «rods» er hyppig forekommende struktur-element i Kaledonidene og er detaljert undersøkt og beskrevet fra Scottish Highlands av Wilson (1953).

2a. Første sett lineære strukturer.

I. I Anders Larsa-gruppen hvor bergartene hovedsaklig stryker SSV-NNØ, ligger et sett foldeakser, $F_{1(K)}^*$, parallelt med denne

*) Forkortelsen F benyttes rent deskriptivt for foldeakser da B (som ofte benyttes) har kinematisk betydning. Weiss (1959, p. 92) viser at det er tvilsomt om B||F (eller L) ved den type deformasjon som finnes (se om foldning kap. II, 4) i det undersøkte felt.

kaledonoide retningen og et annet sett, $F_{1(T)}$, nær normalt på (tværr- eller transversale foldeakser). De lineære strukturene defineres av skjæringslinjen mellom bånding (s_1) og akseplanskifriheten (s_2) og kan derfor gjenkjennes uten at man direkte observerer et foldekne. $F_{1(T)}$ og $F_{1(K)}$ er de overveiende lineære strukturer i Anders Larsa-gruppen. I Tab. I er gitt en oversikt over de anvendte symboler for strukturelementer i Kongsfjell-området.

Tab. I. Symboler for strukturelementer i Kongsfjellområdet.
Symbols used for the different structural elements in the Kongsfjell area.

| Fase | Type | Foretrukken orientering |
|------|---|--|
| 1. | S_1 Bånding S_2 Akseplanskifrihet S_2' Skjærskifrihet $F_{1(K)}$ Foldeakser Kaledonoide $F_{1(T)}$ Foldeakser Transverselle $L_{1(T)}$ Minerallineasjoner, «rods» etc. Transverselle | variabel variabel variabel variable, stort sett SSV-lig retning variable, oftest forekommende i VNV-lig retning —>— |
| 2. | S_3 Akseplanskifrihet F_2 Foldeakser L_2 Minerallineasjoner | stort sett NNO-SSV ca. SSV, variabel stupning —>— |
| 3. | S_4 Akseplan S_4' Skyveplan F_3 Foldeakser | subparallelt skyveplanets utgående ved Tustervannene variabelt, N-S-lig til VNV-ØSØ-lig subparallelt skyveplanets utgående |

Orienterede mineraler ligger i foliasjonsplanet s_2 (eller s_2') og listeformede mineraler som amfibol, epidot, disthen osv. har stort sett samme hovedretning, ($L_{1(T)}$), som den transverselle foldeakse $F_{1(T)}$. Hvorvidt $F_{1(T)}$ - og $L_{1(T)}$ -retningene er sammenfallende, kan en få opplysning om ved å plote inn begge lineasjonstypene på stereografisk nett. Observasjonene må innsamles fra en og samme type bergart fordi ulike strukturer kan være kvantitativt forskjellig utviklet i forskjellige bergarter og fordi samme strukturelement kan ha forskjellig orientering i forskjellige bergarter (Ramsay and Sturt, 1963, p. 426).

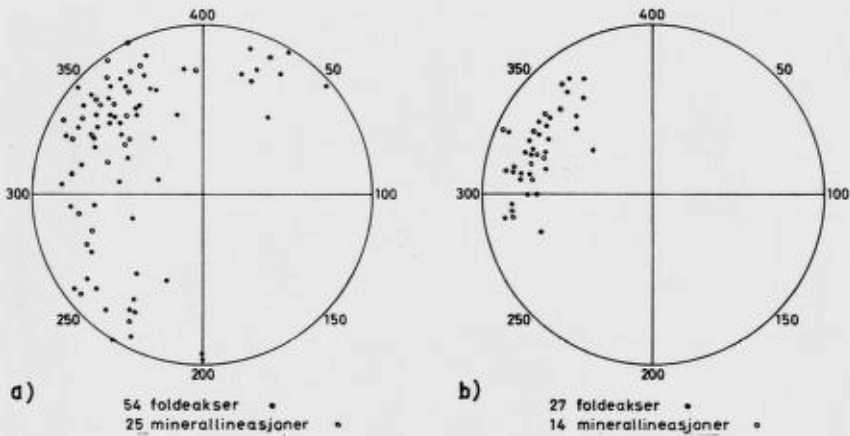


Fig. 19. Lineasjonsdiagram — Schmidt nett, undre halvkule. — a. Østlige deler av Anders Larsa-gruppen. Samtlige observasjoner foretatt i marmor. — b. Sentrale deler av Kongsfjell.

Lineation diagram. Schmidt net, lower hemisphere. — a. Eastern part of the Anders Larsa-Group. All the observations are made in marble. — b. Central parts of the Kongsfjell.

Fig. 19 a viser at lineasjonstypene har samme fordeling og antagelig er sammenfallende. Diagrammet viser dessuten at lineasjonen er spredd langs en mellomting mellom en små- og en storsirkel. Weiss (1959, pp. 98–100) og Ramsay (1960, p. 92) har stadfestet at tidligere lineasjoner ved en senere foldning spres langs en småsirkel ved konsentrisk foldning («flexural slip»), langs en storsirkel ved skjærfolder («slip folding»). Ved å sammenholde med Fig. 19 a er det rimelig å anta at tverrlineasjonen i Anders Larsa-gruppen er deformert ved en senere foldning som i hvert fall delvis er utviklet som konsentriske folder.

I tillegg til de ovenfor beskrevne strukturer opptrer «rods» og «mullion»-strukturer. Wilson (1953, p. 119) sier: «... mullions are formed on the normal country rock, while rodding is developed from quartz that has been introduced into, or segregated in the rocks». «Mullions» oppstår ved skjæring mellom s-plan, dvs. mellom s_2 og sprekkeplan. Disse lineære strukturer har samme retning som $L_{1(T)}$ og betegnes ved samme symbol. — Oppkomsten av «rods» er et indisium på at feltet ikke er deformert ved ren «cleavage folding», men en kombinasjon av denne og bøyingsfoldning.



Fig. 20. «Mullion»-struktur i glimmerskifer, Østre Kongsfjell. Lineasjonen er fullstendig dominerende, noen egentlig foliasjon kan ikke observeres i dette området. «Mullion»-structure in micacyst, Eastern Kongsfjell. The lination dominates completely. True foliation is not observed in this area.

II. Kongsfjell-gruppen. På samme måte som i Anders Larsa-gruppen defineres foldeakselineasjonen ved skjæringslinjen mellom s_1 og s_2 , men til forskjell fra Anders Larsa-gruppen opptrer bare tverr-retningen $F_{1(T)}$.

Orienteringen av elongerte mineraler ($L_{1(T)}$) følger samme hovedretning som $F_{1(T)}$, Fig. 19 b, og viser langt mindre spredning enn i Anders Larsa-gruppen (Fig. 19 a).

«Rods» og «mullions» er enda mer vanlig i Kongsfjell- enn i Anders

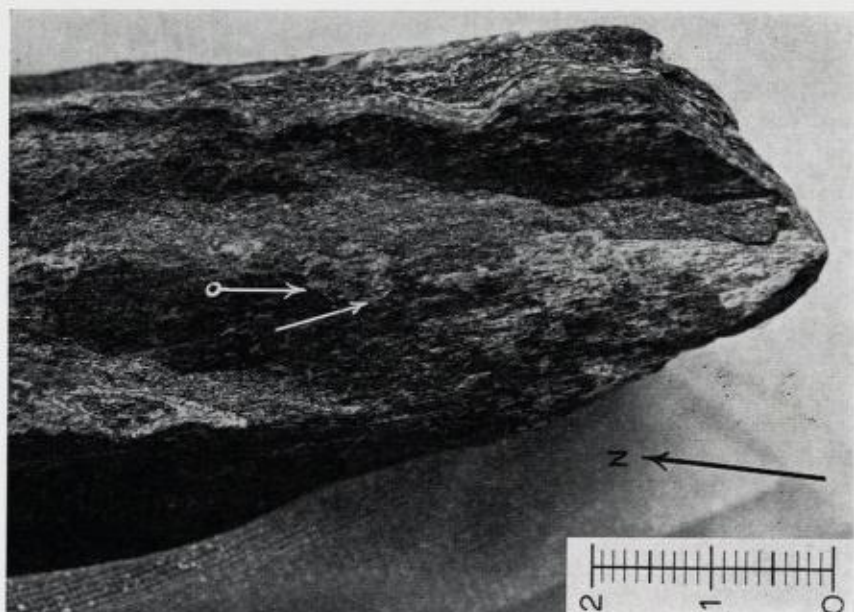


Fig. 21. Minerallineasjon i amfibolite er deformert ved senere folding. Deformasjonen er hovedsaklig en rotasjon hvor vinkelen mellom lineasjons- og foldeaksereetningen er konstant, dvs. foldingen er overveiende konsentriske (Ramsay, 1960 p. 92). Målestokken angir antall cm. Lokaltitet: Forsmoen.

The mineral lineation in an amphibolite from Forsmoen is deformed by later folding (discussion in text). The deformation are mainly a rotation where the angle between the direction of the mineral lineation and the fold axis direction is kept constant. This means the folding is concentric (Ramsay, 1960, p. 92). The scale is divided in centimetres.

Larsa-gruppen, særlig i de østre områder er dette utpreget (Fig. 20). Etter Wilson (1953) er det antagelig en mellomting mellom «fold mullions» og «cleavage mullions» som opptrer.

2 b. Annet sett lineære strukturer.

Disse strukturer er best utviklet i Anders Larsa-gruppen og er foldeakselineasjoner. De fremkommer som skjæringslinjen, F_2 , mellom s_2 og s_3 (eller det tenkte akseplan når akseplanskifrihet ikke er utviklet), se Tab. I. Minerallineasjon, L_2 , i samme retning forekommer særlig i området ved Tuven. Retningen er kaledonoid og strukturen gjenkjen-

nes med sikkerhet bare når den deformerer tidligere strukturelementer. Fig. 21 viser minerallineasjon, antagelig første fases tverrlinjeasjon, $L_1(T)$, foldet og *rotert* av den yngre fase F_2 . Opptreden av flere sett lineære strukturer fører til at Anders Larsa-gruppens geometri er triklin (se også p. 58).

Den samme deformasjon som har fremkalt F_2 og L_2 i Anders Larsa-gruppen, har antagelig også virket i Kongsfjell-gruppen (se Fig. 29), men sporene er her meget svakere og opptreer først og fremst i makroskopisk målestokk. Virkningen av denne deformasjonsfase synes å avta fra vest (Anders Larsa-gruppen) og østover. Kongsfjell-gruppens geometri med et sett lineære strukturer er derfor monoklin.

Dette viser at fordelingen av den geometriske symmetri i feltet, er i overensstemmelse med en modell (Fig. 22) Bryhni (1958) kommer frem til i en diskusjon av lineære strukturer i Scottish Highlands. I fronten av det teoretiske skyvedekket har Bryhni anført rombisk og monoklin symmetri. I det aktuelle felt er strukturene i denne delen (Kongsfjell-gruppen) overfoldet, noe som reduserer symmetrien til monoklin symmetri.

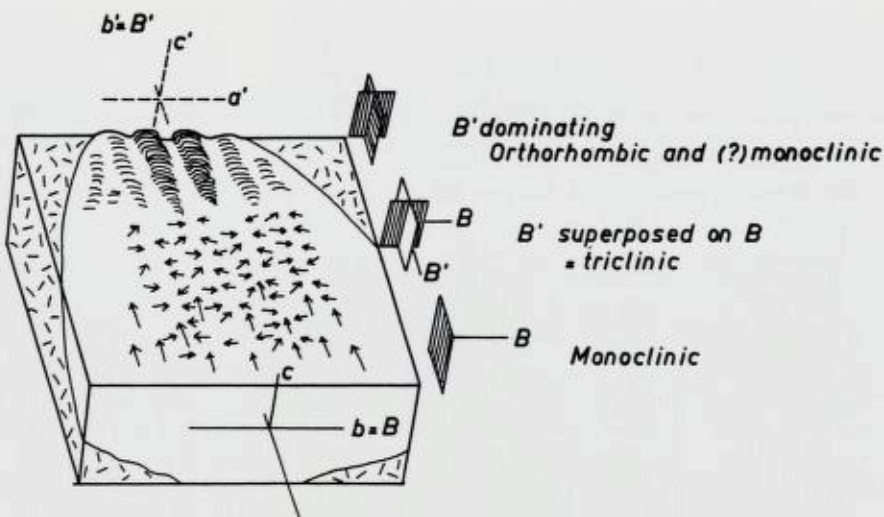


Fig. 22. Modell av symmetrifordelingen i en dekketunge med transportretning normalt på fjellkjedens longitudinale hovedfoldeakse, dvs. regionale B-akse (etter Bryhni, 1958, p. 12).

Model of the symmetry distribution in a nappe-tongue transported perpendicular to the longitudinal axis of a mountain chain (after Bryhni, 1958, p. 12).

2 c. Tredje sett lineære strukturer.

Strukturene er knyttet til og har sammenheng med den antatte overskyvning av dekket i SV. Langs skyvegrensen finnes en foldeakse-lineasjon, F_3 , som i retning er subparallel med grensen og altså dreier med denne. Tilsvarende forhold er beskrevet av Kvale (1948, pp. 198—201) i Bergsdaldekkene nettopp der skyveplanet er steilest og det kan ha skjedd en oppstuvning av bergartene ved fronten.

Disse strukturer er ikke detaljert undersøkt, men F_2 har i området en sterk varierende stupning (fra 25—80° mot SSV), noe som antas å skyldes effekten av F_3 .

Nær ved og i skyvesonen finnes en rekke lineasjoner som skyldes at bevegelsen har foregått langs flere plan og alle disse planenes skjæringslinjer gir lineasjoner. Småfoldeakser og enkelte glidestriper synes overalt å peke tilnærmet normalt ut fra skyvefronten. Disse lineasjoner som antas å være a-lineasjoner (Kvale, 1948, p. 200), indikerer en hovedskyveretning mot ØSØ, men med vesentlige lokale (nordlige) avvik i Lille Tustervannsområdet.

3. B- og S-tektonitter.

Sander (1930, p. 220) har definert to strukturmonster i deformerte bergarter som han kaller B- og S-tektonitter. Definisjonene er basert på mineralorienterings-diagram («Sander-diagram»). Turner and Verhoogen (1960, p. 631) gir begrepene også en mesoskopisk betydning. Dette gir et godt klassifikasjonsgrunnlag og er brukt på denne måten av bl.a. Bryhni (1962, p. 337).

S-tektonitt er en bergart hvis struktur domineres av et sett s-plan (f.eks. foliasjon). B-tektonitt er en bergart hvis struktur domineres av et sett lineasjoner. Eksisterer det flere lineasjonssett klassifiseres bergarten som en $B \perp B'$ - eller $B \wedge B'$ -tektonikk etter som lineasjonene skjærer hverandre med rett eller skjev vinkel, henholdsvis.

I det undersøkte felt er marmorene og noen ganger amfibolitene nærmest mesoskopiske S-tektonitter. Kvartsitene og glimmerskiferene kan være utpregede B-tektonitter (Fig. 20), og særlig karbonatglimmerskiferen viser over store områder fullstendig mangel på s-plan (Fig. 7). Et annet karakteristisk trekk er at glimmerskiferene har soner med s-tektonitt som veksler med den vanlige B-tektonitt, noe som vil være til nytte ved detaljstratigrafiske undersøkelser. En slik inndeling er foretatt av Lindstrøm (1957, p. 25) i de nordsvenske Kaledonider.

Mot formasjonsgrensene er det en tendens til utvikling av S-tektonitter. Årsaken til dette kan være at friksjonen til sine tider er lavere på kontakten mellom to forskjellige bergarter enn mellom de enkelte lagene i en og samme bergart. Resultatet er at skjærbevegelse lettere oppstår ved formasjonsgrenser, mens samme stressfelt skaper folder og lineasjoner i homogene bergarter.

I Anders Larsa-gruppen ses særlig amfibolitene ofte å være B \wedge B'-tektonitter (se Fig. 21).

4. Folder og foldestil.

Små forskjeller i orientering av lineære strukturer har vært benyttet av f.eks. Lindstrøm (1957, p. 14) til å skille mellom forskjellige deformasjonsfaser. Fra Skotland beskriver imidlertid Sutton and Watson (1954, p. 36) områder hvor foldeaksene lokalt avviker inntil 45° fra hovedretningen, men hvor foldesystemet likevel tolkes som oppstått ved én deformasjonsfase. Fra de vestnorske Kaledonidene viser Bryhni (1963) det samme og konkluderer (p. 366): «It is not the different trends of linear structures which are indicative of more than one phase of deformation, it is rather the style of folding and the geometrical harmony between structures of the same style.»

Under beskrivelsen av foldene og deres stil og symmetri følges, når ikke annet nevnes, Turner and Weiss' (1963, p. 104—123) terminologi.

Relasjonen mellom små og store folder viser i det undersøkte felt som oftest overensstemmelse med Pumpelly's regel (Hills, 1963, p. 284) dvs. småfoldene («parasitic folds», «drags») har akseplanene nær parallelt med storfoldenes akseplan. Småfoldene er derfor, hele feltet sett under ett, kongruente (Ramsay and Sturt, 1963, p. 417), men må anvendes med forsiktighet under fastleggelsen av storstrukturene blant annet fordi enkelte avvik og plastisk foldning kan opptre.

4 a. Første foldefase.

I. *Anders Larsa-gruppen*. Såvel småfoldene som de største foldene i marmor og amfibolit er tett sammenpressede, nær isoklinale, similar-type folder. De er karakterisert ved et stort forhold mellom amplitude og bølglengde og ved at folden gjerne er trukket ut i en fortykkelse i ombøyningen. I glimmerskifer er similar-type foldene mindre tett

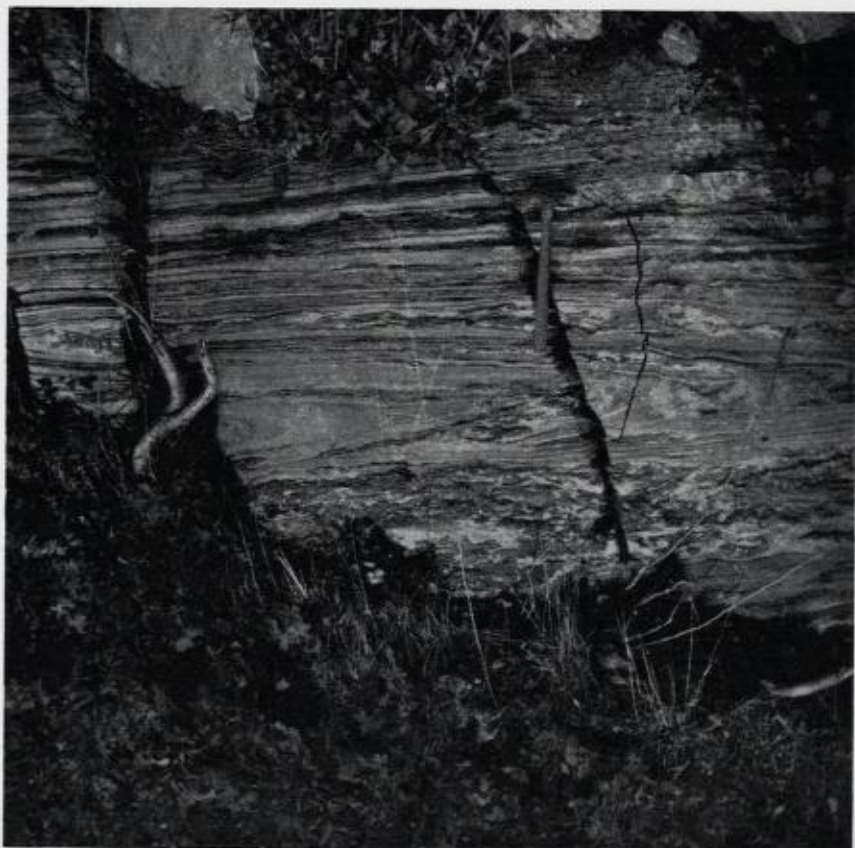


Fig. 23. Spisse, liggende, similar-type folder i glimmer-rik marmor, nær Bleikvassli, Anders Larsa-gruppen. Bildet er tatt mot nord omtrent i foldeaksens retning.

Sharp, recumbent, similar-type folds in marble rich in mica. Near Bleikvassli, the Anders Larsa Group. The picture is taken looking north almost parallel to the fold axis direction.

sammenpresset og ofte noe uregelmessig oppbygget, men hovedstilen er den samme. Fig. 23 viser typiske isoklinale, similar-type folder fra Anders Larsa-gruppen. Direkte observerte folder av denne type har fra noen dm til over 30 m amplitude. Det synes som om de makroskopiske eller regionale foldene har samme stil som de mesoskopiske (se profiler, Fig. 25 og Fig. 36). I enkelte områder, som ved Bleikvasslia, er deformasjonen mer intens. Foldestilen er her polyklinal, ofte med nær horisontale akseplan. Fullstendig plastiske folder kan også opptre, Fig. 24.



Fig. 24. Plastiske folder i glimmerskifer i Grønnfjell.
Polyclinal folds in mica schist in Grønnfjell.

Foldeaksene følger to hovedretninger (se p. 38): 1) kaledonoid retning, $F_1(K)$ med varierende aksestupning mot SSV (vanligst) og mot NNØ, 2) tverrretning, $F_1(T)$ med aksestupning 20—45° mot vest til NNV. De kaledonoide foldene er overfoldet mot ØSØ, tildels så sterkt at foldene er liggende («recumbent»). Tverrfoldene er som oftest overfoldet mot sydvest.

Tverrfoldning av regional karakter forekommer i Simafjell og Grønnfjell (se Fig. 4 og Fig. 25). Foldene i Simafjell stuper mot nordvest og er overfoldet mot nordøst (Fig. 25), profil (LL'). Antiformene gjenkjennes derfor på kartet som spisser pekende mot nordvest. Synformene er meget mindre sammenpresset enn antiformene.

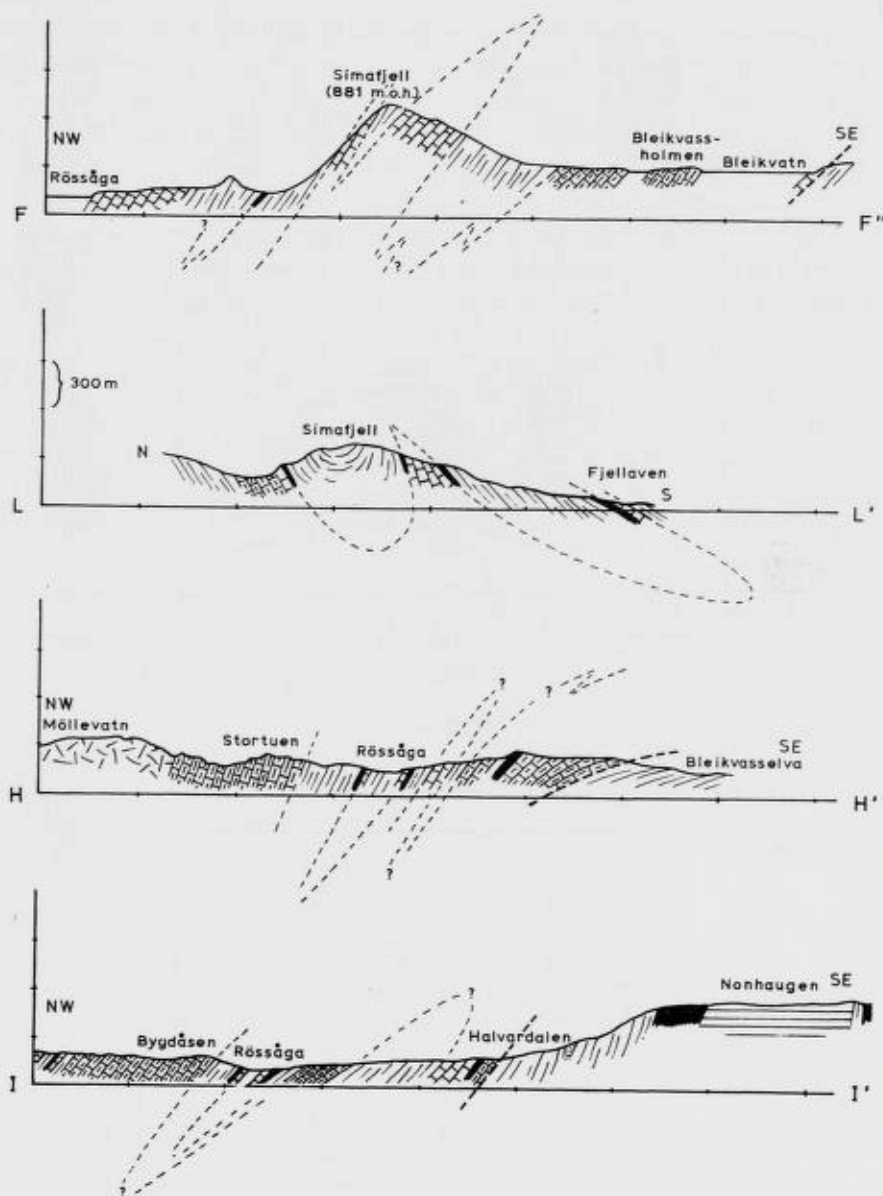


Fig. 25. Skjematiske profiler (FF', LL', HH' og II') i Simafjell—Anders Larsa-fjell-området. Posisjonene for de enkelte profiler er vist på nøkkelkart, Fig. 53.
Schematic profiles (FF', LL', HH' and II') in the area of Simafjell—Anders Larsa-fjell. The location of the different profiles is shown in Key map, Fig. 53.

I Grønnfjell opptrer tverrfoldningen som to øst-vest-gående synformer med en sentral antiform (se profilene, Fig. 26). Antiformen er i øst presset kraftig sammen og overfoldet mot syd, til dels «recumbent». Aksestupningen er 20—30° mot vest. I samme retning dør antiformen ut og synformene løper sammen til en stadig mer slak muldeform som fortsetter inn under tverrfoldene i Simafjell.

De kaledonoide regionale F_1 -foldene er mer sammenpressende enn tverrfoldene og er antagelig spisse similarfolder som småfoldene. De er overfoldet mot ØNØ, i området ved Bleikvatn er de liggende (se

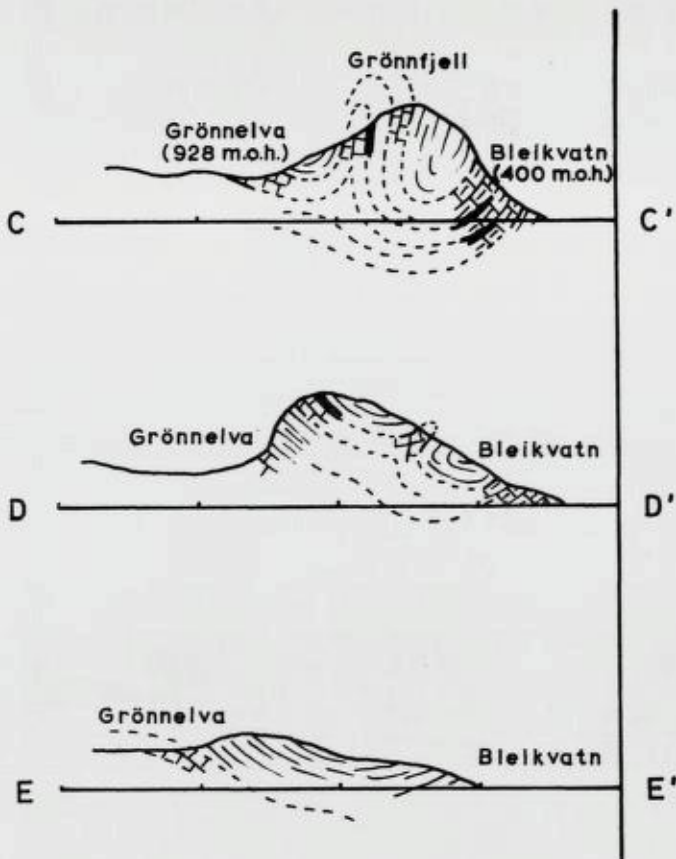


Fig. 26. Tre skjematisk, nord—syd-løpende profiler (CC', DD' og EE') over Grønnfjell-synklinoriet. Avstanden mellom profilene er 1 km. Se nøkkelkart, Fig. 53.
Three schematic, north—south running profiles (CC', DD' and EE') across the Grønnfjell Synclinorium. The distance between the profiles is 1 km. See Key map, Fig. 53.

profil H—H', Fig. 25). Aksestupningen er sterkt varierende, det samme gjelder til en viss grad akseretningen.

Aldersrelasjonen mellom den transverselle og den kaledonoide similar-type foldningen er vanskelig å avgjøre, særlig på grunn av det faktum at begge foldeakseretninger er deformert av en senere foldefase F_2 . I en diskusjon av geometrien ved flere foldefaser, konkluderer Bryhni (1958, p. 7): «. . . for combination of two systems of folds, neither axis has constant directions. The first generation folds will have its fold axis bent by the second generation folds, and the second generation fold axis will have varying trend and plunge because they are formed with different attitudes on the already folded, foliated surfaces.»

I Anders Larsa-gruppen varierer tverrfoldeaksene $F_{1(T)}$ og de kaledonoide aksene $F_{1(K)}$ både i strøkretning og stupning. I hvilken grad $F_{1(K)}$ er påvirket av F_2 utenfor den store ombøyningen ved Storfossen, er ikke fastlagt. Derimot har F_2 klart deformert tverrfoldene $F_{1(T)}$. Forsøker en å trekke i fra virkningen av F_2 på $F_{1(K)}$ og $F_{1(T)}$, kan det synes som om de kaledonoide similar-foldene $F_{1(K)}$ er deformert og dermed eldre enn tverrfoldene.

Konklusjonen er imidlertid meget usikker og problemet står fortsatt åpent for videre undersøkelse. Det kan likevel slås fast at foldestilen er den samme for tverrfoldene og de kaledonoide similar-type foldene. Dette indikerer at foldningene har funnet sted under nær samme fysiske forhold. Muligens er derfor de to folderetningene samtidige.

II. *Kongsfjell-gruppen*. Første foldefase er den dominerende foldning i Kongsfjell-gruppen. Foldetypen er similarfolder, men med mindre amplityde/bølgelengde-forhold enn i den marmorrike Anders Larsa-gruppen. Akseretningen er utelukkende transversell, $F_{1(T)}$, og stupningen 25—50°. Lokalt opptrer aksekulminasjoner slik at aksene kan stupe slakt mot sydøst.

Foldene i glimmerskiferene er sjelden helt isoklinale slik som tilfellet er i marmor, amfibolit og kvartsit. Kvartsrike, finlamellerte granatglimmerskifere kan ha en spesiell type similarfolder, V-folder («accordion» folder). I karbonat-glimmerskiferene er foldene ofte isoklinale, men mer avrundete i ombøyningen (Fig. 27) og til sine tider asymmetriske. Disse forskjeller i stil antas å bero ikke på forskjellige foldefaser, men på de lithologiske variasjoner.

Foldene er tett sammenpresset med akseplanet steilt eller overfoldet mot syd(vest). De regionale foldene som antas å ha samme hovedstil

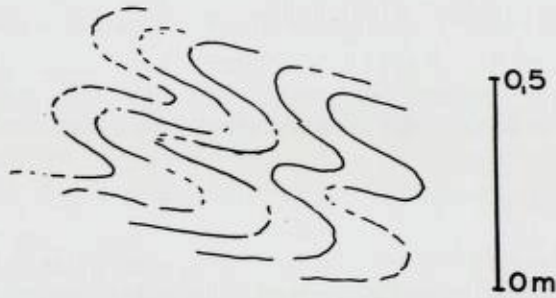


Fig. 27. Isoklinalfolder med avrundede foldeknær i karbonat-glimmerskifer. Skjematisk etter dagbokskisser. Nonhaugen.

Sketch showing isoclinal folds with gently curved closures in calcareous mica schist. Nonhaugen.

som de mindre, diskuteres nærmere (p. 63 og p. 67). Se også profilene, Fig. 35.

I granatglimmerskiferen opptrer også folder med inkonstant akseplan (disharmoniske eller polyklinalfolder). Disse foldene som antas å oppstå under nær plastiske forhold forekommer gjerne i forbindelse med kvarts- og feltspatrike soner. Dette forhold er så karakteristisk at det synes å være en sammenheng mellom foldestil og begynnende migmatisering.

I inkompetente lag av glimmerskifer mellom to kompetente, opptrer ofte slepefolder. Dette viser at differentialbevegelse innen formasjonen har vært utløst langs enkelte hovedplan og ikke bare langs akseplan-skifriheten (s_2) og skjærsprekker.

4 b. *Annen foldefase.*

Regionalt fremkommer denne foldningen meget markert på kartbildet ved en 200° ombøyning av bergartene i området ved Storfossen. Også skyvekontakten mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen er deformert. De tidlige, sammenpressede similarfoldene er klart deformert idet akseplanet som vanligvis er overfoldet mot ØSØ, dreies og foldes over mot nord inntil det i de vestlige lagene igjen er overfoldet mot ØSØ.

Et særtrekk ved denne regionale folden er at de enkelte lag bevarer en relativt konstant tilsynelatende mektighet og at folden er fullstendig isoklinal. Aksestupningen i ombøyningen er bratt (ca. 70°) mot SSV.

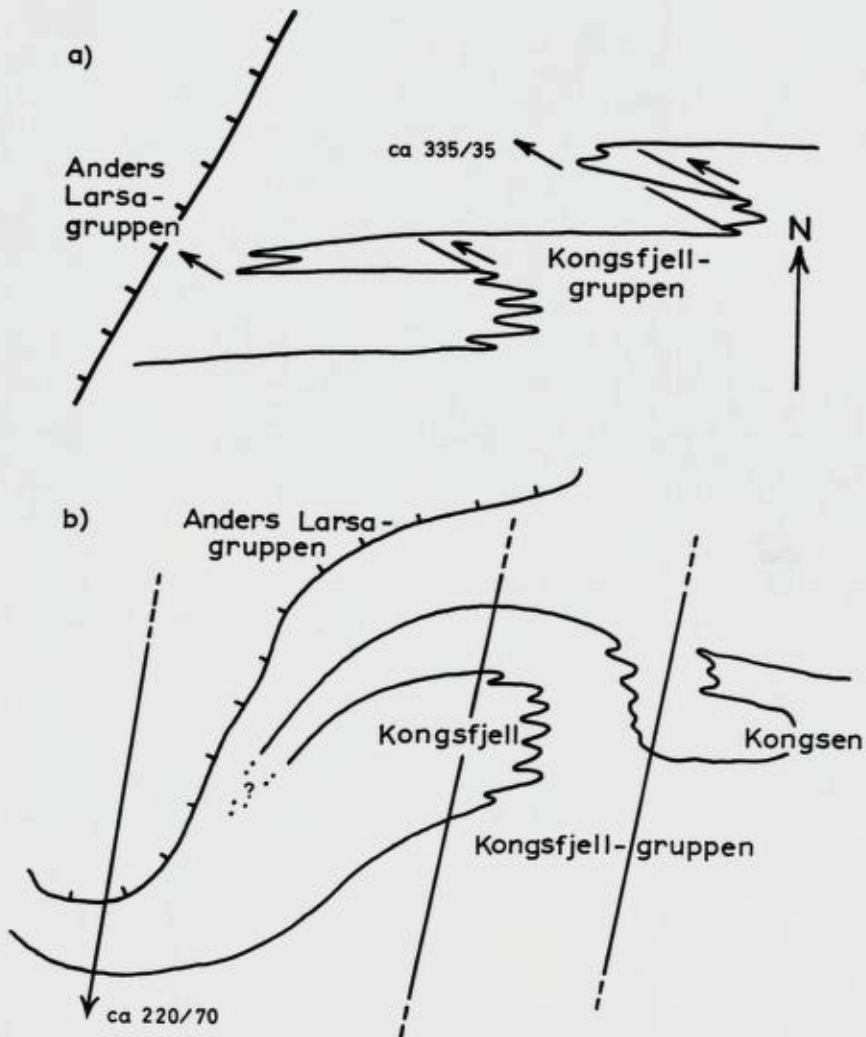
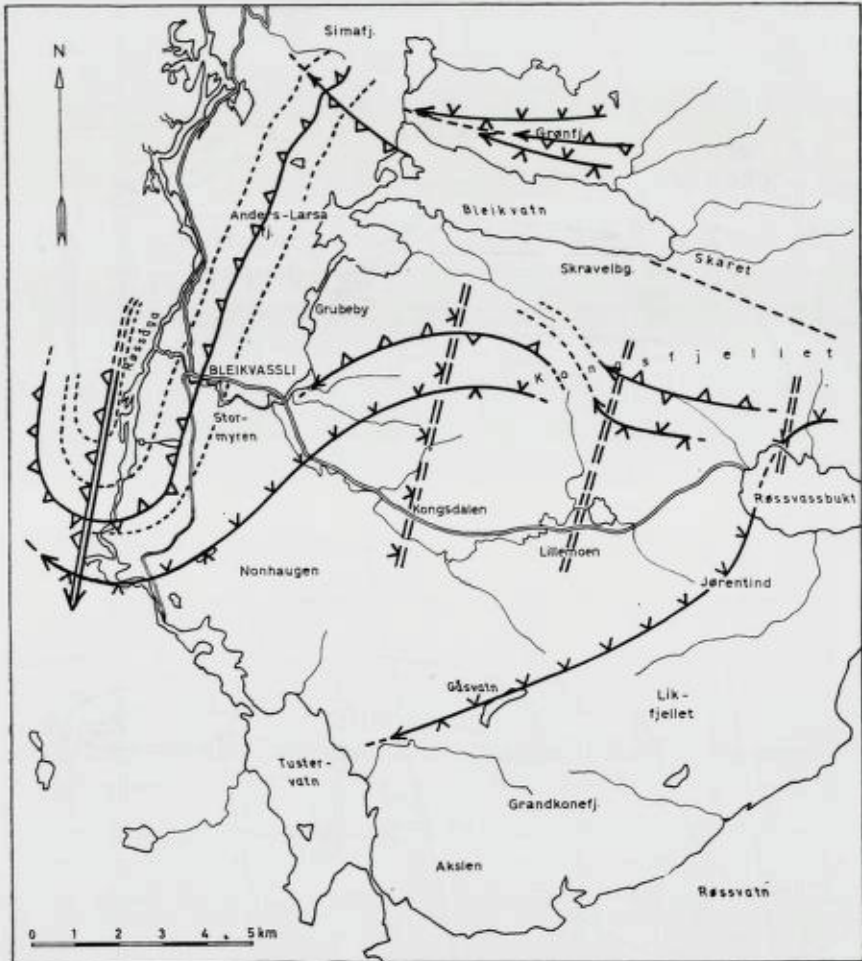


Fig. 28. Skisse som viser hvorledes en kan tenke seg resultatet av 1. (a) og 2. deformasjonsfase (b) i Kongsfjellgruppen.

Sketch demonstrating the probable result of the first (a) and second (b) deformation phases in the Kongsfjell Group.

Ved denne foldningen blir Kongsfjell-gruppen «pakket» rundt Anders Larsa-gruppen. Videre østover i Kongsfjell-gruppen er virkningen langt svakere, men foldefasen har antagelig deformert den tidligere tverrfoldereretning slik som vist i Fig. 28.



- | | | | |
|----|--------------|---------|--------------------------------|
| — | 1. Foldefase | | Synform med vertikalt akseplan |
| == | 2. Foldefase | | Synform overfoldet mod syd |
| | | | Antiform, delvis overfoldet |
| | | - - - - | Antatt akseplantrase |

Fig. 29. Akseplantrase i Kongsfjell-området. Enkel strek: 1. foldefase. Dobbel strek: 2. foldefase.

Axial plane traces from the Kongsfjell area. Single line: 1st. fold phase. Double line: 2nd. fold phase.

Fig. 29 viser akseplantrasene for hele det undersøkte felt. Foldeakser kan danne en vinkel med akseplantrasen, denne vinkelen øker med stupningen av aksene og dess slakere akseplanet er. Særlig i Kongsfjell-gruppen er akseplanene meget steile og for hele feltet er aksestupningen bare unntaksvis brattere enn 50° . Dette viser at de sterkt bøyde foldestrukturer med vidt varierende akseretning (Kongsfjell—Storfossen) ikke lar seg forklare ved en enkelt deformasjonsfase slik som tilfellet er f. eks. i Grøneheia, (Bryhni, 1962). I Grøneheia ligger imidlertid akseplanet ganske flatt og effekten av variasjoner i aksestupningen blir derfor stor.

I Anders Larsa-gruppen forekommer kaledonoide, asymmetriske folder, antagelig fleksur-similar-type folder i mesoskopisk målestokk. De er overfoldet mot ØSØ, men ikke alltid, og er aldri liggende. Aksestupningen er varierende mot SSV. I et par tilfelle er disse foldene direkte observert å deformere de antatte eldre, similarfoldene. Disse fakta er sterke indikasjoner på en aldersrekkefølge som foreslått. På Fig. 30 og Fig. 31 kan man sammenligne de to foldestiler, begge fra overfoldete folder i marmor fra Anders Larsa-gruppen.

4 c. Tredje foldefase.

Denne fasen er begrenset til området nær skyvesonen i Tustervannsområdet og er omtalt under planstrukturer og lineære strukturer.

5. Tektonikk i gruveområdet.

Gruveområdet befinner seg strukturelt like under den antatte skyvesone mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen og representerer selv antagelig en skjærzone. Som nevnt er gruveområdet dominert av skjærskiffrighet (s_2'), dvs. at den relative bevegelse er den samme mellom alle bergartslameller (rent skjær). Lamellenes orientering er nær parallell akseplanet (s_2). Et karakteristisk kjennetegn for denne deformasjonstype er at i granatrike soner i gruveområdet viser granatene en konstant rotasjonsretning, Fig. 32. Differensialbevegelsen som har fremkalt rotasjonen er inntegnet på figuren. Lignende fenomener er bl.a. beskrevet av Th. Vogt (1927, p. 164) fra Sulitjelma. At den totale transportlengde i Bleikvassliområdet er særlig stor, synes ikke rimelig da bevegelsen stedvis også har foregått i motsatt retning, se Fig. 11.

De tallrike spor av skjærbevegelse viser imidlertid at gruveområdet må oppfattes som en skjærzone der de vestlige bergarter er forskjøvet



Fig. 30. Spisse similar-type folder i marmor ca. 2 km vest for Stortuen. Aksestøpning ca. 35° mot SSV. Første foldefase.

Acute similar-type folds in marble about 2 km west of Stortuen. Axial plunge about 35° to SSW. First fold phase.

sydover i forhold til de østlige, noe som kan ha sammenheng med den andre foldefase der Kongsfjell-gruppen er blitt trukket med og «pakket» rundt Anders Larsa-gruppen. Dette vil nettopp gi seg utslag i slike differensialbevegelser som beskrevet, differensialbevegelser som særlig er blitt utløst langs den tidligere skyvesonen mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen. Et annet trekk som også er kjent fra andre ertsforekomster i Nord-Norge (Padget, 1955, p. 73, Th. Vogt, 1927, p. 103) er at (tverr)lineasjonen har sitt største avvik fra hovedretningen nettopp i gruveområdet, Fig. 33. Lineasjonsdefleksjonen kan i Bleikvassliområdet skyldes effekten av den nevnte yngre kaledonoide folding. De kriterier som her og tidligere er gitt for at området er en bred, nord-syd-gående skyve- og skjærsoner, har meget til felles med J. A. W. Bugges (1948, p. 37) beskrivelse av skyvesonen i Langfjel-



Fig. 31. Overfoldet, kompleks antiform i marmor. Veiskjæring ved Fjellavlien. Akse-
stupning ca. 10° mot syd. Annen foldefase.

*Overtured, complex antiform in marble. Road cut at Fjellavlien. The axial plunge
is about 10° to the south. Second fold phase.*

lene i Rana. Bugge understreker at en slik deformasjon lett vil danne sprekker og ganger som vil kunne tjene som adkomstbaner ved eventuell stofftilførsel.

Gruveområdet er en del av Kongsfjell-gruppen og har samme foldestil (tilhørende første foldefase) som gruppen forøvrig. I gruveområdet er foldene overfoldet mot ØNØ . Fra Bleikvassli gruver har Vokes (1963, p. 27—29) iaktatt samme foldestil i skiferfragmenter i forøvrig massiv malm.

Se forøvrig diskusjonen etter avsnittet om gruvebergartenes petrografi, Kap. IV, 5d.

6. Strukturanalyse.

Stereografiske metoder har vist seg å være et utmerket hjelpemiddel i studiet av strukturgeologien i områder hvor stratigrafien er lite kjent.

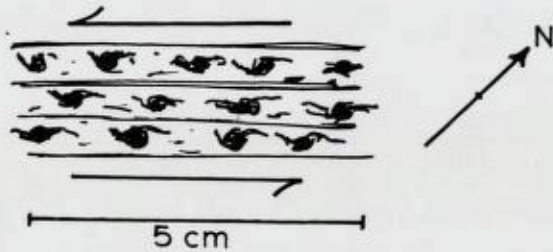


Fig. 32. Roterte S-formede granater i glimmerskifer, ca. 300 m SØ for flotasjonsverket ved Bleikvassli gruve. Noe skjematisk fremstilt.

Rotated S-shaped garnets in mica schist, about 300 m southeast of concentrator at Bleikvassli mine. Somewhat schematic.

Hvis polene til s-planene, πS , faller på en storsirkel, er foldningen sylindroidal, og foldeaksen er normalen til denne storsirkelen. Denne statistiske foldeaksen kalles β -aksen (Sander, 1948, p. 132). Weiss (1959, p. 92) sier at hvis «the poles of S do not lie in a clearly defined girdle, or B structures do not lie in a single maximum, the field can be considered noncylindroidal, and the field must be divided into subfields in which folding is cylindroidal. Only by such a procedure can the geometry of noncylindroidal fields be established.»

I Kongsfjellområdet kan disse «subfields» bli meget små p.g.a. inhomogen deformasjon. I deler av Anders Larsa-gruppen og sydvestlige deler av Kongsfjell-gruppen hvor begge foldefaser (og tildels også overskyvningsfasen) har virket, er det ikke mulig å oppnå homogene delområder med noen størrelse av betydning.

Fig. 33 er et nøkkelkart som angir de delområder som det undersøkte felt er inndelt i. Inndelingen er foretatt først og fremst ved hjelp av geologiske grenser, dernest på den måten Weiss (op. cit., p. 92) angir. For samtlige delområder er det konstruert kombinerte lineasjons- og πS -diagram. En del av disse diagrammene er vedlagt, Fig. 34, og gir grunnlag for følgende konklusjoner:

Anders Larsa-gruppen.

1) Diagrammene fra deleområdene 1, 2, 3, 6, 7, 10, 11, 12 og 14 viser at med denne graden av inndeling er delområdene ikke homogene med hensyn til β , dvs. de observerte lineasjoner faller ikke sammen med β . Delområdene er derfor ikke sylindroidalt foldet. Videre inndeling viser at homogene områder i denne betydning ikke oppstår før vi når ned

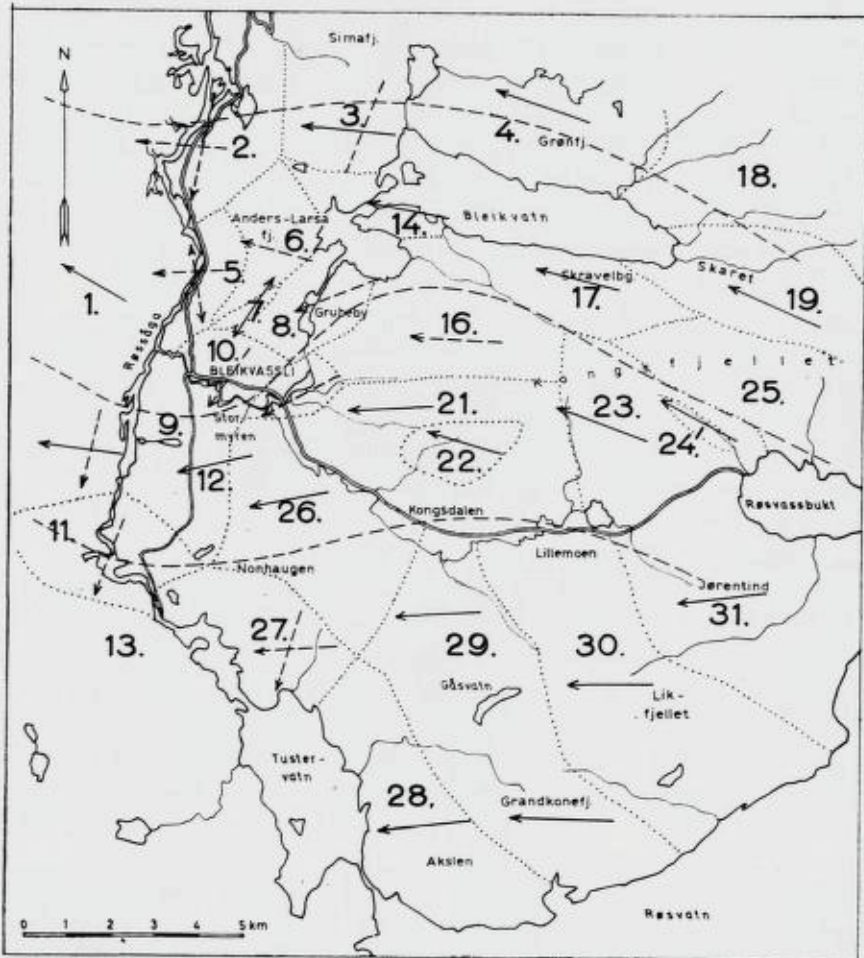


Fig. 33. Kartet viser inndelingen i strukturelle delområder. Lineasjonsretningen er inntegnet for hvert enkelt delområde, men er bare punktert i områder med inhomogen deformasjon. De stiplede linjer viser svingningene i tverrlinjesjonen over hele det undersøkte felt.

Map showing the structural subfields. The direction of lineation is marked in all the different subfields; in fields suffering inhomogeneous deformation, however, the direction is dotted. The stippled lines mark the gradual change in the cross lineation of the field investigated.

til mesoskopisk skala. Den regelmessighet og symmetri som ble observert i mesoskopisk målestokk gjelder med andre ord ikke for områder særlig større enn den enkelte blotning. Den makroskopiske geometri er triklin.

I Grønnfjell (delområde 4) og tildels de østlige delområdene 12 og 14, er foldningen sylindroidal og geometrien monoklin. Dette skyldes antagelig at området i motsetning til resten av Anders Larsa-gruppen hovedsakelig er berørt av én foldefase og -retning.

II) π S-diagrammene reflekterer først og fremst tverrfoldningen, og særlig i de områder hvor tverrfoldningen kan iakttas å være best utviklet (Simafjell, delområde 3). Forklaringen er at de tette mesoskopiske, kaledonoide foldene som oftest er nær isoklinale. Stillingen på s-planene varierer derfor så lite at π S-projeksjonene vil samles i en vanskelig interpreterbar punktgruppe (eks. delområder 1, 2 og 6), mens de mer åpne tverrfoldene gir bedre punktspredning.

Ved å foreta meget nøyaktige målinger over et kort veistykke (delområde 7) fremkommer et belte som klart definerer en kaledonoid β . Sammenholder en dette bilde med diagrammene for hele Anders Larsafjell (delområde 6) og f.eks. området vest for Røssåga (delområde 1), er det mulig å konstruere en kaledonoid β også for disse områder. β er imidlertid bare påført diagrammene i de tilfelle foldningen er (nær) sylindroidal.

III) Hvor foldningen er mer plastisk og den mesoskopiske foldestil polyklinal fremkommer også den kaledonoide β , f.eks. Bleikvasslia (delområde 10). Dette skyldes at ved en slik foldestil vil π S-projeksjonene fordele seg jevnere langs et belte.

IV) Tuvenområdet (delområde 11) er eksempel på et meget inhomogent område. Dette område er antatt å ha vært utsatt for alle tre foldefasene og bare meget detaljerte stereografiske undersøkelser kan kaste mer lys over problemene enn det feltobservasjonene allerede har gjort. Det samme gjelder et komplisert område som delområde 2.

V) På diagram fra delområdene 4 og 12 er demonstrert forskjellen i retning på akseplantrase A—A' og β . Ved steile akseplan vil retningen av β falle sammen med akseplantrase, uansett stupningen. Dette siste er vanlig i Kongsfjell-gruppen.

Kongsfjell-gruppen.

De samme bemerkninger og konklusjoner som er gjort for Anders Larsa-gruppen under pkt. III og IV, gjelder også for Kongsfjell-gruppen.

VI) Diagrammene fra delområdene 15, 16, 19, 21, 23, 24, 26 og 29 viser med få unntak at delområdene er homogene med hensyn til β og at symmetrien er (nær) monoklin. De områder som ikke er homogene (til tross for at de til dels er gjort meget små) ligger lengst vest og nærmest Anders Larsa-gruppen (f.eks. delområdene 15 og 16). Det er rimelig å anta at dette skyldes at Kongsfjell-gruppen i alt vesentlig har vært utsatt for én hovedfoldefase og -retning, men at den andre foldefase har spilt større rolle dess lenger vest en kommer i gruppen.

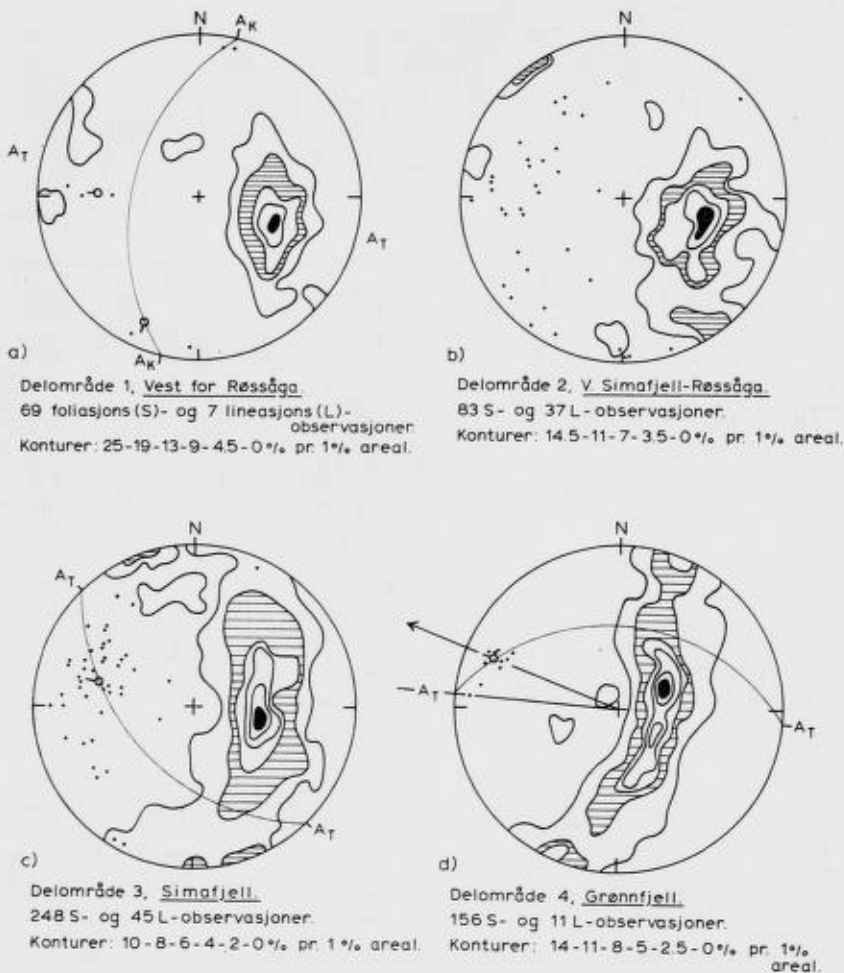
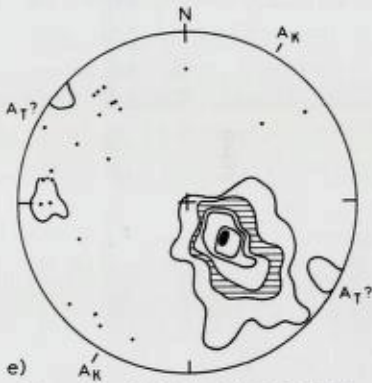
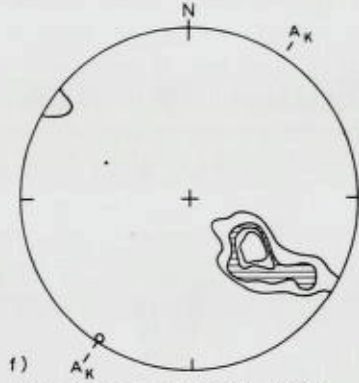


Fig. 34 a — d. Figurtekst p. 60.

Explanation of figures p. 61.



e) Delområde 6, Anders Larsa-flekk.
84 S- og 22 L-observasjoner.
Konturer: 37-25-14-9-4.5-0% pr. 1% areal.



f) Delområde 7, Bleikvatn-veien.
12 S- og 1 L-observasjoner.
Konturer: 30-24-12-0% pr. 1% areal.

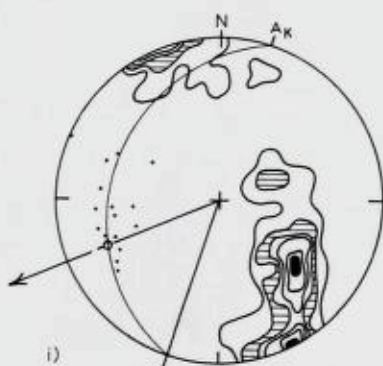


g) Delområde 10, Bleikvassli.
72 S- og 24 L-observasjoner.
Konturer: 12-8-4-0% pr. 1% areal.



h) Delområde 11, Tuvn-området.
86 S- og 15 L-observasjoner.
Konturer: 12-10.5-7-3.5-0% pr. 1% areal.

Fig. 34. Kombinerte linesjons- og π S-diagram fra de delområder (Fig. 33) som spesielt nevnes i teksten. Linesjonene omfatter både minerallinesjoner og foldeakser da disse er vist (p. 39) å følge de samme retninger. Det er benyttet Schmidt nett, undre halvkuile. Benyttede symboler: K — kaledonoid retning. T — transversell retning. A-A — akseplantrase. Stiplet linje er projeksjonen av akseplantrase. • linesjon. S-polene er konturrert.

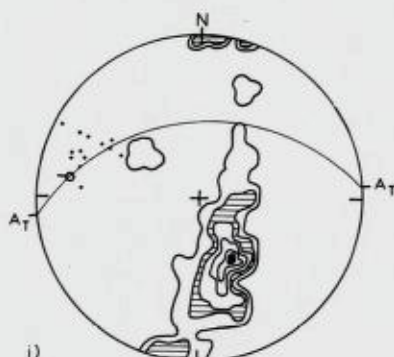


i)

Delområde 12, Halvardalen.

71 S- og 15 L-observasjoner.

Konturer: 17-13-10-7-4-0‰ pr. 1‰ areal.



j)

Delområde 14, Rapplåsén.

31 S- og 13 L-observasjoner.

Konturer: 27-17-12-9-5-0‰ pr. 1‰ areal.

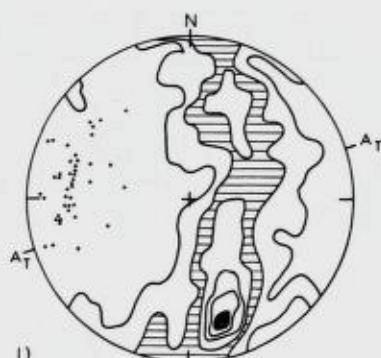


k)

Delområde 15, Gruve-området.

103 S- og 31 L-observasjoner.

Konturer: 16-12-8-4-0‰ pr. 1‰ areal.



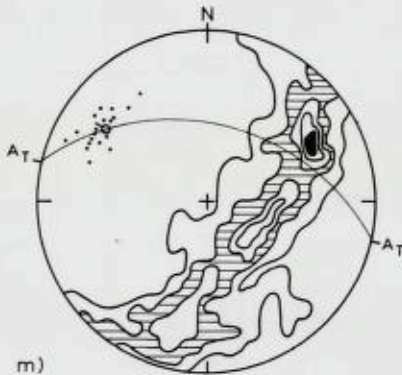
l)

Delområde 16, Nordvest Kongsfjell.

192 S- og 44 L-observasjoner.

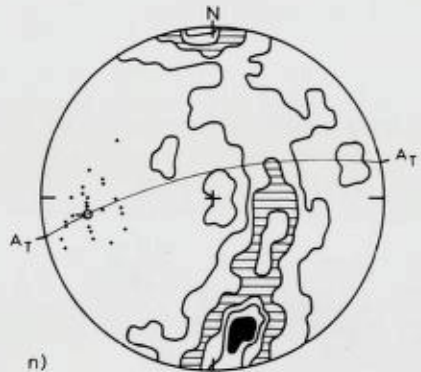
Konturer: 10-8-6-4-2-0‰ pr. 1‰ areal.

Combined lineation- and π S-diagram from those subfields. (see Fig. 33) which are specially mentioned in the text. The linear structures comprise both mineral lineations and fold axes, since they are shown (p. 39) to follow the same directions. Schmidt equal area projection, lower hemisphere. Symbols: K — caledonoid direction. T — transversal direction. A-A — axial plane trace. Dotted line is the projection of axial plane trace. • lineation projection. S-poles are contour l.



m)

Delområde 19, Skaret.
98 S- og 19 L-observasjoner.
Konturer: 9-7-5-3-0‰ pr. 1‰ areal.



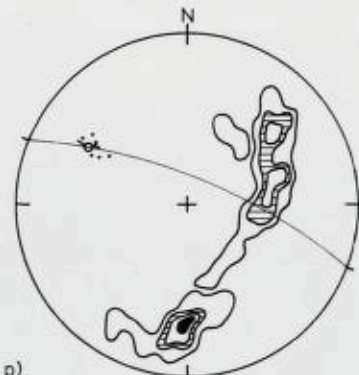
n)

Delområde 21, Vestre Kongsfjell.
185 S- og 24 L-observasjoner.
Konturer: 10.5-8-5.5-3-0‰ pr. 1‰ areal.



o)

Delområde 23, Ressvassbukt-Kongsfjell.
102 S- og 23 L-observasjoner.
Konturer: 12-9-7-5-3-0‰ pr. 1‰ areal.



p)

Delområde 24, Kongsfjellveien.
20 S- og 9 L-observasjoner.
Konturer: 20-12-7-0‰ pr. 1‰ areal.

Fig. 34 m — p. Figurtekst p. 60.

Explanation of figures p. 61.

VII) Diagram for delområde 24 (Kongselva) er et underområde av område 23. Disse diagrammene viser at relativt små (0,5 x 2 km) områder er nær ideelt sylindrisk foldet og at ved relativt store områder (4 x 6 km) er avviket forholdsvis lite. Det kan derfor antas at avvik fra ideelt sylindrisk foldete delområder (19, 21, 26) vil kunne reduseres ved å minske delområdene noe.

VIII) Ifølge Turner and Weiss (1963, p. 161) viser samlediagrammene for de homogene områder (dette gjelder mesteparten av Kongs-

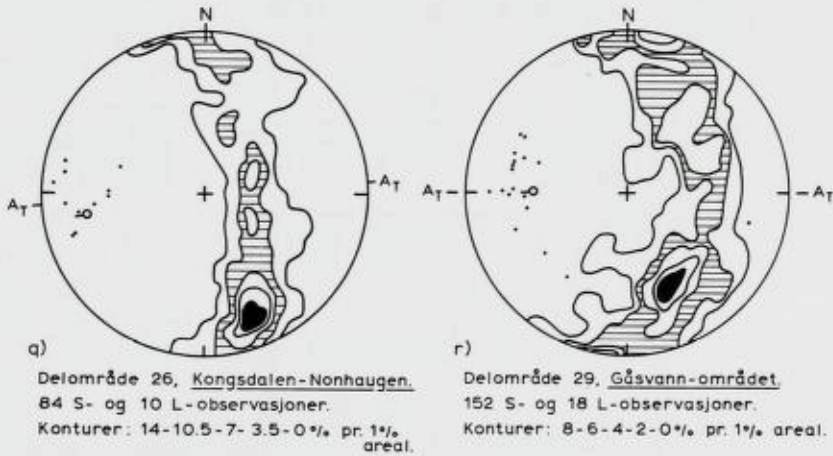


Fig. 34 q — r. Figurtekst p. 60.

Explanation of figures p. 61.

fjell-gruppen og deler av Anders Larsa-gruppen): I) De makroskopiske foldene er tett sammenpressede plane, sylindroidale, spisse folder med monoklin symmetri. Foldene er normale til middels overfoldet og med aksestupning 30—50° mot vest til VNV. II) Foldene viser overgang til mer plastiske (polyklinale) folder, men med samme romlige hovedorientering.

Dette viser at også den makroskopiske *stil* er den samme i Kongsfjell-som i Anders Larsa-gruppen. *Symmetrien* i den makroskopiske foldingen i Kongsfjell- er derimot høyere enn i Anders Larsa-gruppen hvor den monokline symmetri ikke rekker ut over mesoskopisk målestokk. Det er generelt akseptert at «the symmetry of combined foliation and lineation reflects the symmetry of the movement picture of deformation», Turner and Weiss (1963, p. 447).

7. Diskusjon av profiler.

Det er fremstilt en del profiler gjennom området, se nøkkelkart, Fig. 53. Profilene som er tolkningsprofiler, er lagt tilnærmet normalt på én lineasjonsretning, — og dermed som oftest parallelt med en eventuell annen retning. Hensikten er å kunne studere den enkelte folde-retning og -fase i profil mest mulig uforstyrret av andre retninger og faser.

Profilene fra Grønnfjell: CC', DD' og EE' (Fig. 26) og fra Anders Larsa-gruppen forøvrig: F F'F'', LL', HH' og II' (Fig. 25) og JJ' (Fig.

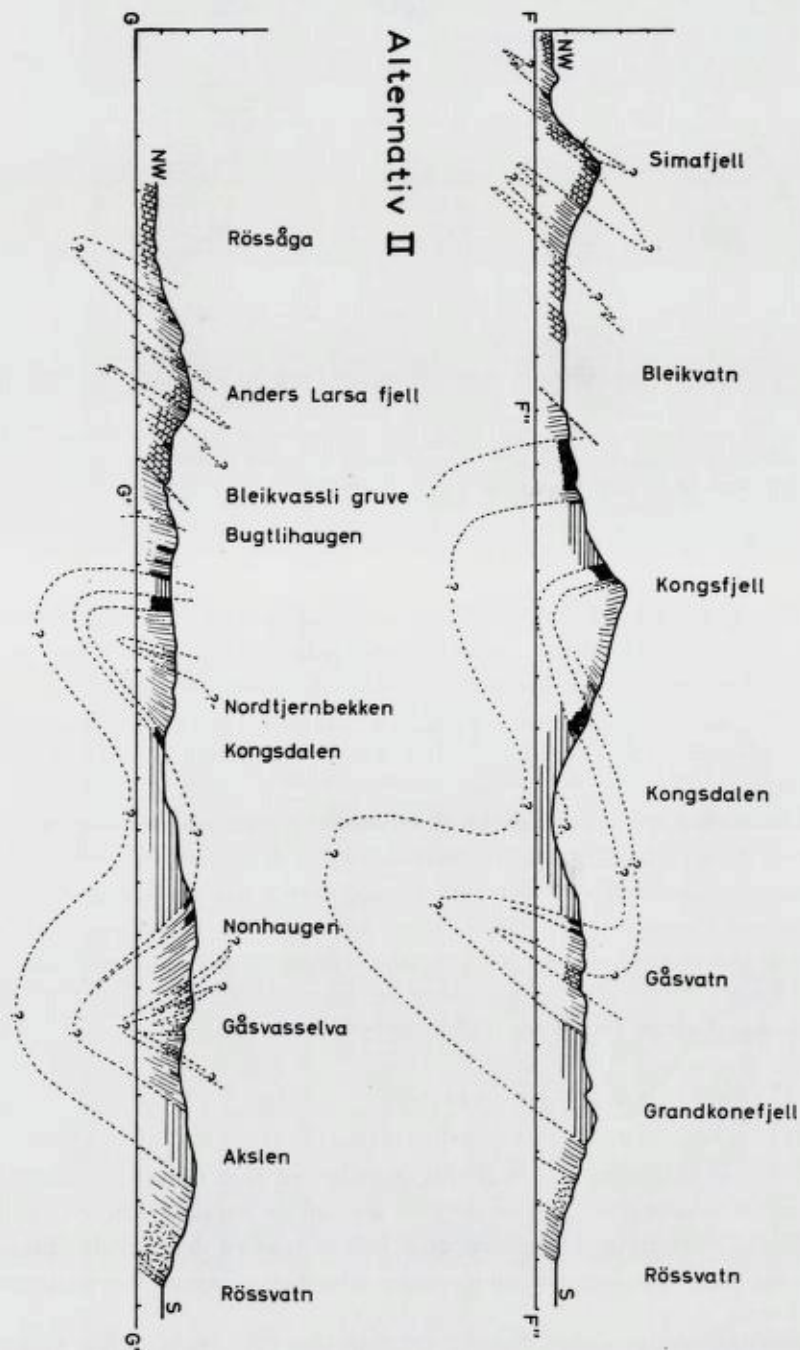


Fig. 36. Skjematiske profiler, F F' F'' F''' og G G' G'', fra Anders Larsafjell—Kongsfjell—Nonhaug-området. Alternativ II. Se nøkkelkart, Fig. 53.
 Schematic profiles, F F' F'' F''' and G G' G'', from the area of Anders Larsafjell—Kongsfjell—Nonhaugen. Alternativ II. See Key map, Fig. 53.

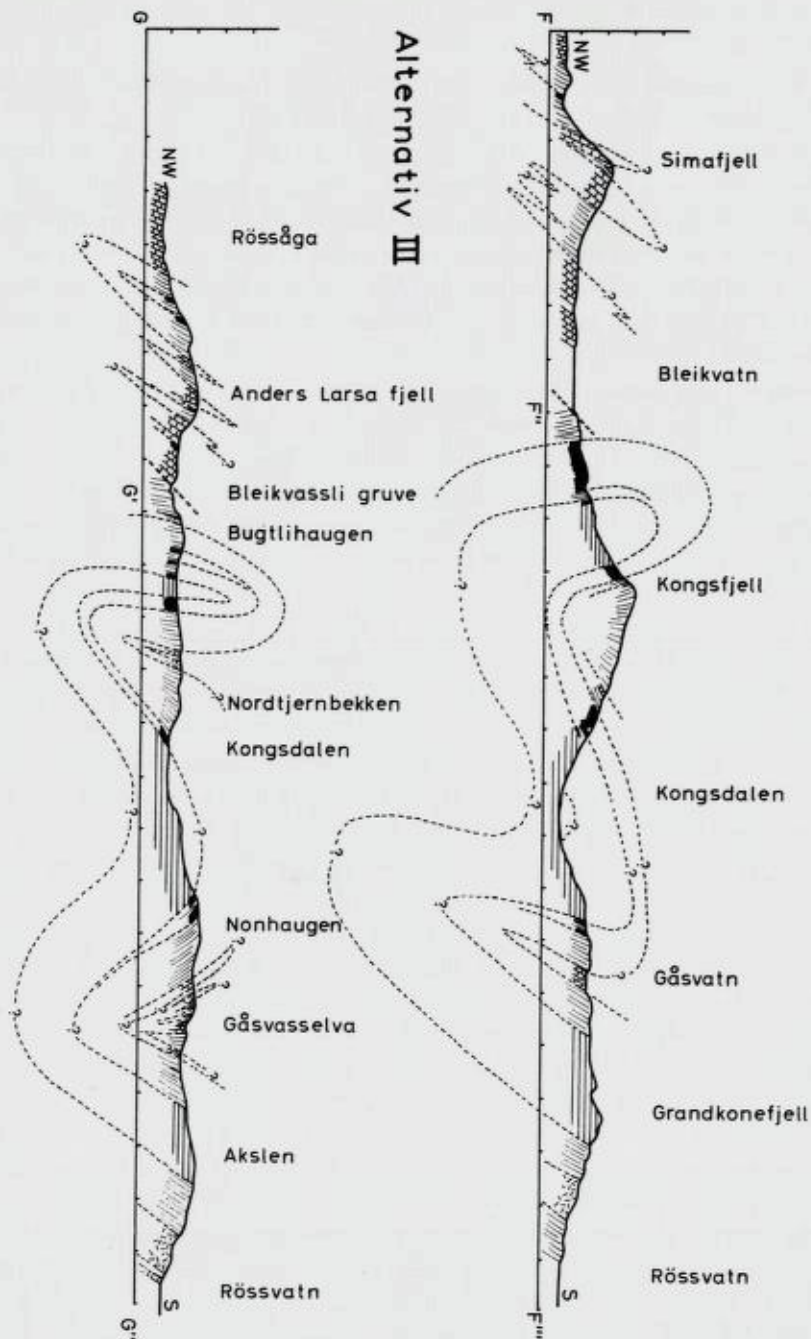


Fig. 37. De samme skjematiske profiler som i Fig. 36, F F' F'' F''' og G G' G'' fra området Anders Larsafjell—Kongsfjell—Nonhaugen. Alternativ III.
The same two profiles as in Fig. 36, F F' F'' F''' and G G' G'' from the area of Anders Larsafjell—Kongsfjell—Nonhaugen. Alternative III. The different alternatives are discussed in the text.

10) er omtalt tidligere. De nord-syd-gående profilene gjennom Kongsfjell-gruppen er vist i Fig. 35, Fig. 36 og Fig. 37.

De tre østlige profilene AA', BB' og C'C'' (Fig. 35) viser en overfoldet synform av regional dimensjon. Tolkningen bygger på strøk- og fallobservasjoner og på den symmetriske utvikling av bergartene på begge sider av den sentrale marmorformasjon i Jørentind- og Gåsvannområdet. Dette er best illustrert i AA', men kan følges vestover i BB' og C'C''. Også den mesoskopiske foldningen synes å peke mot denne tolkningen.

Lenger vest følger profilene F''F''' og G'G'' og Fig. 35, Fig. 36, Fig. 37 og hovedkartet gjengir tre alternative tolkningsmuligheter. Alternativ III (Fig. 37) er en teoretisk tolkningsmulighet. Løsningen forutsetter en tidlig foldefase som har resultert i en regionalt utviklet, liggende fold med lukning mot nord. Deretter må denne folden være sammenfoldet i svakt overfoldete anti- og synformer. Begge foldefaser følger transverselle akseretninger.

I felt har det imidlertid ikke vært mulig å påvise mer enn én tverrfolderetning. Alternativ III må derfor anses som en unødig komplisert og mindre sannsynlig løsning da strukturene vel så godt lar seg forklare ved én foldefase (alternativ I og II). Alternativ III støter også på vanskeligheter av stratigrafisk art, de store marmormektigheter og smale amfibolittsoner i Gåsvann—Jørentind-synformen har ingen virkelig parallell i Kongsfjell-synformen på nordsiden av Kongsdalen.

Ved alternativ II (Fig. 36) vil en enkel tverrfolding kunne produsere to synformer (Kongsfjell- og Gåsvannområdet) med en mellomliggende antiformal (Kongsdalen). Det er tidligere vist at feltet er tett similar-type foldet med store amplityder. Storstrukturene er derfor selvsagt ikke så regelmessig utformet som de skjematiske profilene antyder, men nærmest anti- og synklinorier. Selv denne kompliserende faktor tatt i betraktning, er det ytterst lite feltobservasjoner som støtter antagelsen av Kongsdalområdet som et antiklinorium. Derimot er det en rekke observasjoner (først og fremst kartbildet) som peker mot antagelsen av to synklinorier, et i vestre Kongsfjell- og et i Gåsvannområdet.

Aksepteres imidlertid tolkningen av profilene lenger øst (Fig. 35), vil tolkningsalternativet II vanskelig kunne opprettholdes. Kartbildet viser at det vil være uholdbart å foreslå én hovedstruktur for den østlige del av Kongsfjell-gruppen og en annen hovedstruktur for den vestlige. I samsvar med tolkningene av de tre østlige profilene er frem-

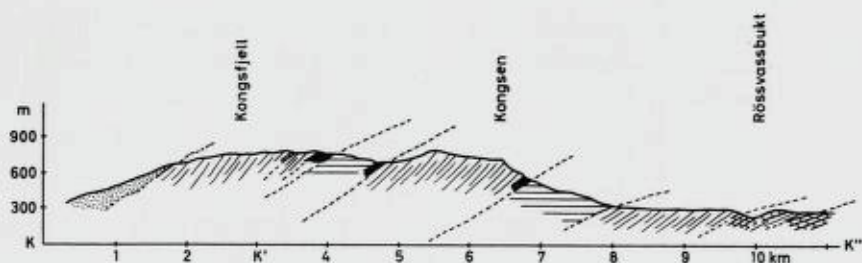


Fig. 38. Skjematiske øst—vestgående profil (KK'K'') over Kongsen-området i Kongsfjell. Se nøkkelkart, Fig. 53.

Schematical east—west profile (KK'K'') across the Kongsen area in Kongsfjell. See Key map, Fig. 53.

satt alternativ I (Fig. 35 profil F F'F''F''', og hovedkartet, profil GG'G'') for profilene i Kongsfjell-gruppens vestlige del. Denne tolkingen viser at den overfoldete synform lenger øst fortsetter inn i den vestlige del av gruppen og at hovedakseplanet retter seg gradvis opp til vertikal stilling. Alternativ I gir en rimelig og enkel forklaring på storstrukturene i hele gruppen og anses som den mest sannsynlige tolkning. Den store synformen betegnes Jørentind-synformen etter Jørentind som ligger i synformens sentrale markorformasjon.

Dersom alternativ I gjelder, må de så ålformede strukturer i Kongsen og i vestre Kongsfjell forklares nærmere. Begge synformer har vestlig aksestupning og Kongsen-synformen ligger tilsynelatende *under* Kongsfjell-synformen, se profil KK', Fig. 38. Synformenes akseplantraser gjør begge en kraftig bøy på seg. En del av Kongsfjell-synformen er overdekket av Stormyra, men i alle øvrige punkter viser de to synformer i hovedtrekkene likedannede strukturer og det er rimelig å oppfatte dem som parasittiske foldestrukturer til Gåsvann-synformen. Slike strukturer kan meget vel tenkes oppstått ved de to hovedfoldeakseplantraser som eksisterer i feltet. Fig. 28 illustrerer den tenkte dannelsesmekanisme. I Loch Monar distriktet i Skottland har Ramsay (1958) beskrevet strukturer som viser meget stor likhet med Kongsfjell- eller Kongsen-synformen. Ramsay forklarer strukturene oppstått ved to foldefaser og med samme retninger og aldersrelasjon som i det aktuelle felt.

En konsekvens av den fremsatte tolkning av feltets hovedstrukturer, er at kvartsitformasjonen i Kongsfjell-synformen er den samme som stryker gjennom gruveområdet (se Fig. 8) og som fortsetter østover

forbi Skravelberg og videre opp i østre del av Kongsfjell. I stratigrafisk samme posisjon, men på Jørentind-synformens sydlige sjenkel, opptrer en foliert granit, se hovedkartet.

8. Sammen drag og konklusjon.

Bånding, s_1 , er antatt å være delvis av primær sedimentær, delvis av metamorf natur. Ved siden av formasjonsgrensene er bånding det eneste observerte primære, sedimentære strukturelement.

Akseplanskifrihet, s_2 , er en fremherskende planstruktur, noe som indikerer høy grad av deformasjon. s_2 er utviklet som «flow cleavage».

Skjærskifrihet, s_2' , er parallell s_2 og finnes i skjærsoner som f.eks. gruveområdet. Skjærbevegelsene i gruveområdet har ført de vestlige bergarter sydover relativt til de østlige.

Sprekker opptrer i tre hovedretninger. To av disse viser et konstant forhold til tverrlineasjonsretningen og er antagelig konjugerte skjærsprekker med overgang til skjærfolder. Den tredje retning er nord-sydgående, regionalt utviklede sprekker uten bestemt genetisk tilknytning til lineasjonen i feltet. Egentlige longitudinelle sprekker opptrer ikke, noe som indikerer at kompresjonen normalt på (den øst-vest-gående) lineasjonen ikke er avlastet.

Parallelt sprekeretningen har det enkelte steder forekommet translasjonsforkastninger og utvikling av «slickensides». Den relative bevegelsen langs de nord-syd-gående forkastninger er overalt den samme som påvist for skjærbevegelsen i gruveområdet.

Grensen mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen er antatt å vært av tektonisk art, muligens en «low angle thrust» eller heller en «gravitational slide». Bevegelsen har vært utløst langs flere plan og grensen mellom gruppene er derfor en glide- eller skyvesone. Den relativt begrensede opptreden av kataklastiske bergarter tyder på at bevegelsen har foregått før metamorfosens avslutning.

Bevegelsessonen antas å være bredest i gruveområdet. Deformasjoner av denne type vil kunne frembringe uregelmessige spalter og dermed betydelige trykkgradienter.

Tverrlineasjonen i feltet har sitt største avvik i gruveområdet. Dette såvel som tilstedeværelsen av en dislokasjonssone er påvist ved flere andre nord-norske malmforekomster.

I Tustervannsområdet er et strukturelt høyereliggende bergarts-kompleks sannsynligvis overskjøvet det undersøkte, østenforliggende

felt. Det har tildels forekommet en oppstuvning av bergartene i dekkefronten, slik at skyveplanet lokalt står vertikalt. Opptreden av friksjonsbreksjer og myloniter i selve skyvesonen indikerer at skyvningen er en sen fase. Den lithologiske forskjell mellom skyvedekket og det undersøkte felt, gjør det rimelig å anta at skyvedekket representerer mer sentral-orogene partier.

Karakteristiske lineære strukturer er foldeakser, mineralorientering, skjæringslinjen mellom s-plan, «mullions» og «rods».

Det er påvist ett sett transverselle og to sett kaledonoide lineære strukturer i Anders Larsa-gruppen. I Kongsfjell-gruppen overveier de transverselle lineære strukturer, en tendens som blir mer markert dess fjernere en beveger seg fra Anders Larsa-gruppen i vest.

Den transverselle lineasjonen er antagelig deformert av en senere foldning delvis utviklet som bøyingsfolder. Den ene kaledonoide lineasjon deformeres av den andre. Den geometriske symmetri i Anders Larsa-gruppen er derfor triklin, i Kongsfjell-gruppen monoklin. Symmetrifordelingen er overensstemmende med et teoretisk bilde av en dekketunge (Fig. 22).

De nevnte lineære strukturer er i Tustervannsområdet deformert av lineære strukturer dannet ved den antatte over- eller oppskyvning. Lineasjoner i skyvefronten indikerer en hovedbevegelsesretning mot ØSØ.

Bergartene kan klassifiseres som mesoskopiske S- og B-tektonitter. S-tektonitter opptrer blant annet nesten alltid nær formasjonsgrensene, noe som kan skyldes at skjærbevegelse lettere oppstår ved formasjonsgrensene enn innen en mer homogen bergart.

Småfoldene i feltet viser en kongruent relasjon til storstrukturene.

I Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen opptrer transverselle, tette, similar-type folder i mesoskopisk og makroskopisk målestokk. Som oftest er de overfoldet mot syd. Denne tette sammenpakning av folder skulle indikere en høy grad av forkortning (>50 %) av feltet i nord-sydlig retning, men også i øst-vestlig retning hvor de kaledonoide foldene opptrer. Similar-type foldene er imidlertid for en stor del oppstått ved skjærbevegelser, noen slik radikal lateral kompresjon av feltet har derfor neppe funnet sted.

I Anders Larsa-gruppen opptrer kaledonoide folder med samme foldestil, sterkt overfoldet mot ØSØ. Dessuten forekommer mer åpne, kaledonoide, ofte asymmetriske, fleksur-similar-type folder, svakt overfoldet mot ØSØ.

De åpne kaledonoide foldene er korrelert med en regional antiform med steil akse i Anders Larsa-gruppen. Folden deformerer de tette similarfoldene og den antatte bevegelsessonen mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen. Også de mesoskopisk opptredende, åpne folder ses å deformere de eldre, similar-type foldene.

Det er foretatt en strukturanalyse av feltet ved stereografiske metoder. Resultatene av undersøkelsen er summert i 8 punkter i Kap. II, 6.

Den makroskopiske foldestil er den samme som beskrevet i mesoskopisk målestokk. I Grønnfjell forekommer to øst-vest-gående synformer adskilt ved en sterkt sammenpresset og mot syd overfoldet antifform. Antiformen dør ut mot vest og den slake synformen (synklinoriet) stikker under en tilsvarende synform i Simafjell. Mer fremtredende i Simafjell er en sammenpresset antifform som er overfoldet mot nord. Kongsfjell-gruppen er antatt å være en transversell synform (Jørentind-synformen). I de østlige deler er den overfoldet mot syd, men akseplanet retter seg opp lenger vest. Kongsfjell- og Kongsensynformene er parasitiske strukturer på Jørentind-synformen.

Som konklusjon oppstilles følgende modell for det tektoniske hendelsesforløp:

Fase I. Kongsfjell-gruppen foldes sammen i en transversell, regional synform. Foldestilen er tette, overfoldete, similar-type folder.

Anders Larsa-gruppen foldes i tette, similar-type folder både i transversell og kaledonoid retning. Tidsrelasjonen mellom de transverselle og kaledonoide foldene er usikker. De kaledonoide foldene er sterkt overfoldet mot ØNØ.

I overfoldningsretningen (ØNØ) skjer det en glidning eller skyvning. Bevegelsen utløses langs flere plan. Hovedskyvesonen danner grense mellom de to grupper. Noe breksjering er observert i skyvesonene.

Fase II. Anders Larsa-gruppen bøyes 200° rundt. Foldeaksen er steil, kaledonoid. Kongsfjell-gruppen «pakkes» rundt den isoklinale, regionale folden hvor Anders Larsa-gruppen utgjør kjernen. Fase II synes gradvis å ha avtatt i virkning østover i Kongsfjell-gruppen.

Den mesoskopiske foldestil er fleksur-similar-type folder. Skyvekontakten mellom de to gruppene og strukturene i Fase I deformerer.

Fase III. I den syd-vestre del av feltet blir Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen overskjøvet av et skyvedekke vestfra. Det skjer en kraf-

tig mylonitisering og breksjering av bergartene i skyvesonen. Fase III-strukturene deformerer Fase I- og II-strukturene i Tustervannsområdet hvor det skjer en oppstuvning av bergarter foran og i fronten av dekket.

Fase IV. Det foregår en oppsprekning av feltet i konjugerte skjærsprekker og regionale nord-syd-gående sprekker. Translasjonsforkastninger i nord-syd-gående retning er alltid venstrehåndsforkastninger.

Videre arbeid i området bør blant annet ta sikte på å klarlegge sammenhengen mellom den store Jørentind-synformen (med vestlig stupende akse) og Långfjäll-synklinalen (med NNØ-stupende akse). Fig. 2 indikerer en gradvis ombøyning av akseplantrasen parallelt Rødingsfjelldekkets skyvefront. Undersøkelsen kan gi en sikrere stratigrafi og et bedre bilde av bevegelsene og deformasjonsmekanikken i dekket.

Kapitel III. Bergartenes stratigrafi og alder.

Det er ikke funnet fossiler i de høymetamorfe Nordlandssedimenter, men de er vanlig antatt å være av kambro-silurisk alder (Strand, i Holvedahl, 1960, p. 165).

Radiometriske aldersbestemmelser er foreløpig meget sparsomme i de nord-norske kaledonider (Broch, 1964). Imidlertid har J. L. Kulp foretatt en K/Ar-bestemmelse i muskovit fra Bleikvassli gruve (Neumann, 1960, p. 189). Bestemmelsen gir en tilsynelatende alder på 395 mill. år. Dette antas å reflektere siste deformasjonsperiode og skulle tilsvare en sen fase ved overgangen silur/devon. En undersøkelse av blyisotopforholdet i norske blyglansforekomster (Moorbath and Vokes, 1963) viser at blyglansen fra Bleikvassli gruve har et isotop-forhold som gir en anomal (ung) alder. Overalt hvor stratigrafien er kjent viser det seg at de anomale, unge eller «negative» aldere finnes i blyforekomster i eller nær ved kambriske (alun-) skifere. Moorbath og Vokes forklarer dette ved en tilblending av radiogent bly fra de mørke, kambriske skifere.

I tråd med denne relative aldersindikasjon, er opptreden av klebersten i samme stratigrafiske nivå som gruve og grafitskiferene. Hvor stratigrafien er kjent opptreer ultrabasiske bergarter av denne type alltid i den eldre del av lagpakken, tilsvarende Røros- og Støren-gruppene i Trondhjemsfeltet (Strand, i Holvedahl 1960, p. 176).

I Långfjäll-synklinalen i Västerbotten har Kulling (1955, p. 265) følgende stratigrafi:

Granat-glimmerskifer (yngst)

Marmor

Granat-glimmerskifer m/amfibolit

Marmoren som høyst sannsynlig er en østlig fortsettelse av Jørentind-synformens sentrale marmorformasjon, korrelerer Kulling (op. cit.) med Pieske-marmoren av antatt underordovicisk alder.

Disse foreløpige, usikre indikasjoner peker alle i retning av en overkambrisk — underordovicisk alder for Kongsfjell-gruppen.

En ytterligere usikker og kompliserende faktor er relasjonen mellom Kongsfjell- og Anders Larsa-gruppen. Av profilene F'F''F''' og GG'G'' (Fig. 36) fremgår at Anders Larsa-gruppen kan representere den samme marmor-glimmerskifer-utvikling som forekommer på Jørentind-synformens sydlige sjenkel langs Røssvatn. Er denne parallellisering riktig, er den tektoniske grense mellom de to gruppene bare en sekundær overskyvning på Jørentind-synformens overfoldete nord-sjenkel.

Det er imidlertid flere faktorer som taler imot en slik løsning. For det første stryker hele Kongsfjell-gruppen østover og inn i Sverige, mens Anders Larsa-gruppen stryker generelt nordover. For det annet er det lite rimelig med mektige marmorformasjoner så langt nede i lagrekken, — forutsatt at aldersindikasjonene er riktige. Bugge (1948) antar f.eks. at de mektige marmorformasjonene i Rana-distriktet er av underordovicisk opprinnelse. — Uten foreløpig å kunne ta avgjørende stilling til de absolutte aldere eller til den stratigrafiske relasjon mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen, så kan man under forutsetning av at Jørentind-synformen representerer en synklinal, oppstille følgende stratigrafi for det undersøkte felt. Parantesene rundt noen av formasjonene betyr at de er lite eller ikke utviklet i enkelte områder:

Kongsfjell-gruppen (yngst?):

(Granat-glimmerskifer)- formasjon

Marmor- »

Granat-glimmer- »

(Amfibolit)- »

Karbonat-glimmerskifer- »

(Amfibolit)- »

Granat-glimmerskifer- formasjon
 m/kvartsit- & grafitskifer-horisonter. Bleikvassli kisforekomst
 ligger i denne formasjon.

Marmor (≡? Anders Larsa-gruppen?).

— — — — — Tektonisk grense

Anders Larsa-gruppen (eldst?):

Marmor- &

Granat-glimmerskifer-formasjoner

Kapitel IV. Petrografi.

Innledning:

Det undersøkte felt dekker et stort areal og inneholder tallrike problemer av mineralogisk og petrologisk art. Ikke alle disse spørsmål kan berøres, langt mindre diskuteres i en artikkel som tar sikte på en generell innføring i feltets geologi. Tidligere var området utenfor gruveområdet nærmest ukjent. Jeg har derfor lagt vekt på å beskrive de bergartene som kvantitativt har størst betydning i feltet. I tillegg har jeg valgt å gi de mer spesielle bergartene i gruveområdet en relativt grundig behandling. Interessante problemer f.eks. i forbindelse med de omtalte granitter (Kap. I, 1 & 2) innenfor det kartlagte området, blir derfor ikke nærmere omtalt. Granittene ligger perifert i feltet og berører heller ikke de strukturelle hovedtrekk. Feltmessige undersøkelser er derfor sparsomme og videre petrografisk beskrivelse og diskusjon bør utstå til feltdata kan kompletteres. Det samme gjelder forekomster av pegmatiter i de forskjellige bergarter. Opptreden av korund og margarit i forbindelse med den ultrabasiske linsen i Skaret blir viet spesiell oppmerksomhet i en senere artikkel. Derimot er det tatt med en detaljundersøkelse av granater i forbindelse med diskusjonen av metamorfe facies. Resultatene har ført diskusjonen et skritt videre enn den alminnelige mineralbeskrivelse kunne gjøre alene.

1. Glimmerskifer.

Granat-disthen-glimmerskifer er den kvantitativt overveiende bergart i feltet og den bergart som mineralogisk sett viser størst variasjonsbredde. Den vil derfor bli underkastet en relativt inngående mikro-

skopisk beskrivelse. For den meso- og makroskopiske bergartsbeskrivelse henvises til Kap. I.

Karbonat-glimmerskifer og kvarts-feltspat-glimmerskifer blir beskrevet kort i avsnittene 1 b og 1 c. Mellom disse og granatdisthenglimmerskiferen forekommer alle overgangstyper, mineralogisk sett. Hverken overgangstypene eller kvantitativt underordnede bergarter som grafitskifer, biotitskifer osv. blir nærmere beskrevet i det følgende.

1a. Granat-disthenglimmerskifer

Kjemisk sammensetning av skiferen er gitt i Tab. II. Analysen er omregnet til kation-prosent som videre er benyttet til utregning av kata- og mesonormen (Barth 1962, p. 68 og p. 339). Videre er modalinnhold bestemt på grunnlag av punktelling i slip. Kationprosentene er deretter benyttet til *beregning* av en modifisert mesonorm («epinorm») for å kontrollere nøyaktigheten av kjemisk analyse, Tab. III.

Det fremgår av Tab. II at mesonormen gir både kvantitativt og kvalitativt bedre overensstemmelse med modalanalysen enn katanormen. Dette gjelder for alle de undersøkte bergartene i området, senere vil derfor bare mesonormen bli anvendt.

Heller ikke mesonormen overensstemmer med modalanalysen. Årsaken er først og fremst at modal-mineralene muskovit, granat, staurolit, disthen og (kline)zoisit ikke finnes blant mesonormmineralene. Ved å benytte de *observerte* mineralene som utgangspunkt for beregningene, finner en derimot meget god overensstemmelse mellom den fra kjemisk analyse beregnede «epinorm» (Tab. III) og den i slip observerte modale sammensetning (Tab. II). Plagioklasinnholdet er noe for lavt i den beregnede sammensetning, men ved en analysefeil for Na_2O på 0,1 % vil plagioklasinnholdet øke fra 4,0 til 5,4 %. Analyseprøven og slippet er tatt fra hver sin halvdel av bergartsprøven, slippet representerer dessuten et forholdsvis lite utsnitt av den relativt inhomogene skiferen. Dette gir større usikkerhet og den beregnede «epinorm» og modalanalysen overensstemmer meget godt innenfor usikkergrensene.

Tab. IV og Tab. V viser mineralsammensetningen av 15 bergartsprøver. De åtte første modalanalysene (Tab. IV) er basert på punktelling av slip, de syv siste ved overslag (Tab. V). Mineralinnholdet i de åtte punktlettede prøvene er fremstilt kumulativt i Fig. 39. Modalanalysene viser at prøve 305 som er analysert kjemisk, er representativ for de mer Al-rike og Ca-fattige, amfibol-frie glimmerskifere.

Tab. II. Kjemisk og mineralogisk sammensetning av granat-disthen-glimmerskiferen. Katanorm, mesonorm og modalanalyse. Prøve nr. 305, Bugtliklubben.

Chemical composition, mode and norm of the garnet-kyanite-mica schist. Sample no. 305, Bugtliklubben.

| Prøve nr. 305 | Vekt %*) | Kation % | Modalanalyse basert på 1000 punkter i slip |
|--------------------------------|----------|----------|--|
| SiO ₂ | 63,80 | 61,4 | Kvarts 40,0 |
| TiO ₂ | 1,31 | 0,9 | Plagioklas (An ₃₅) 7,4 |
| Al ₂ O ₃ | 15,25 | 17,3 | Disthen 9,5 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,13 | 1,5 | Σ saliske 56,9 |
| FeO | 6,46 | 5,2 | Biotit 21,4 |
| MnO | 0,10 | 0,1 | Hvit glim. 10,5 |
| MgO | 5,30 | 7,6 | (Kl.)zoisit 1,2 |
| CaO | 1,55 | 1,6 | Staurolit 3,2 |
| Na ₂ O | 0,28 | 0,5 | Granat (alm.) 5,1 |
| K ₂ O | 3,22 | 3,9 | Aksess. 1,7 |
| H ₂ O± | 1,31 | | Σ femiske 43,1 |
| Sum | 100,81 | 100,0 | 100,0 |

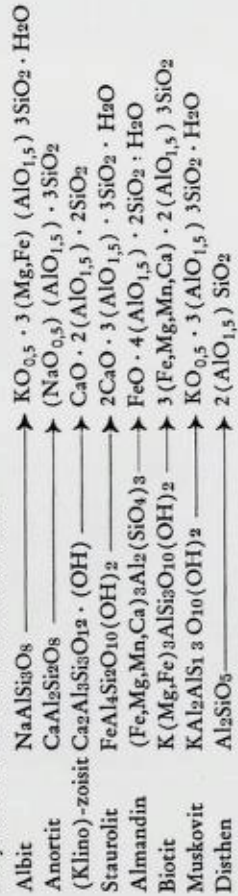
| Katanorm | | Mesonorm | | Molekylær vekt av de basiske oksyder: |
|-----------|-------|-----------|-------|---------------------------------------|
| Q | 33,8 | Q | 45,9 | |
| Or | 19,5 | Or | 4,3 | FeO 25,2 |
| Ab | 2,5 | Ab | 2,5 | MgO 26,9 |
| An | 8,0 | An | 3,5 | CaO 6,0 |
| C | 9,7 | C | 11,5 | Na ₂ O 1,0 |
| Σ saliske | 73,5 | Σ saliske | 67,7 | K ₂ O 8,7 |
| En | 15,7 | Bi | 27,3 | 100,0 |
| Fs | 7,2 | Mt | 2,3 | Vogts indeks M = 1,20 |
| Mt | 2,3 | Ti | 2,7 | |
| Il | 1,8 | | | |
| Σ femiske | 26,5 | Σ femiske | 32,3 | |
| | 100,0 | | 100,0 | |

*) Utført ved røntgenspektrografisk analyse.

Tab. III. Beregnet sammensætning for prøve nr. 305 i Tab. I. Modifisert norm («epinorm»)
Calculated composition of sample no. 305 in Tab. I. Modified norm («epinorm»).

| Kation % | Si | Ti | Al | Fe ^{''} | Fe ^{'''} | Mn | Mg | Ca | Na | K | Beregnet norm («epinorm») |
|------------------------|------------|-----|------------|------------------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-------------------------------------|
| Albit | 61,4 | 0,9 | 17,3 | 1,5 | 5,2 | 0,1 | 7,6 | 1,6 | 0,5 | 3,9 | 100,0 |
| Anortit | 1,5 0,6 | | 0,5 0,6 | | | | | | 0,5 | | 2,5 } 4,0 Plagioklas, 1,5 } An36 |
| Klinozosit & zoisit | 0,8 | | 0,7 | 0,2 | 0,5 | | | 0,6 | | | 2,3 (Klino)-zoi. |
| Staurolit | 1,0 | | 2,0 | | | | | | | | 3,5 Staurolit |
| Granat | 2,3 | 0,1 | 1,1 | 0,1 | 1,4 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | | 2,7 | 5,4 Almandin |
| Biotit | 8,1 | 0,2 | 2,4 | 0,1 | 0,9 | | 7,2 | | | 1,2 | 21,6 Biotit |
| Muskovit | 4,2 | | 3,8 | 0,1 | 0,1 | | 0,2 | 0,2 | | | 9,8 Muskovit |
| Disthen | 3,1 | | 6,2 | | | | | | | | 9,3 Disthen |
| Kvarts | 39,8 | | | | | | | | | | 39,8 Kvarts |
| Sum | 61,4 | 0,3 | 17,3 | 0,5 | 2,9 | 0,1 | 7,6 | 1,2 | 0,5 | 3,9 | 95,7 |
| Rest | — | 0,6 | — | 1,0 | 2,3 | — | — | 0,4 | — | — | 4,3 Aksessoriske min. |

Benyttede formler for normmineralene:



Det fremgår av beregningstabellen hvilke substitusjoner som er foretatt.

Tab. IV. Modalanalyser av granat-glimmerskifer. Basert på punktelling
(1000 p) i slip.

*Modal analyses of garnet-mica schists. Based on point counting
(1000 p) of thin sections.*

| Mineraler | 51 | 285 | 124 | 44 | 50 | 245 | 305 | 72 |
|---|------|------|------|------|-------|--------|--------|------|
| Kvarts | 22,7 | 22,8 | 26,1 | 27,1 | 32,0 | 35,3 | 40,0 | 44,3 |
| Plagioklas | 4,7 | 12,2 | 10,0 | 2,5 | 1,0 | 0,6 | 7,4 | 6,9 |
| Biotit | 42,8 | 27,5 | 29,3 | 30,5 | 27,3 | 41,6 | 21,4 | 24,7 |
| Hvit glimmer | 4,4 | 26,8 | 12,6 | 26,2 | 27,4 | 2,3 | 10,5 | 1,3 |
| Granat | 6,6 | 5,8 | — | 1,0 | 0,1 | 7,4 | 5,1 | 1,4 |
| Disthen | 0,1 | 0,1 | | 0,1 | } 8,1 | } 12,9 | } 12,7 | |
| Staurolit | | | 4,0 | | | | | |
| Ep.- (klino)- zoisit | 15,2 | 2,5 | 1,0 | 3,0 | 0,2 | | 1,2 | — |
| Zoisit | 2,9 | | — | 8,3 | | | — | 7,7 |
| Amfibol | | 1,4 | 15,5 | x | | | | 7,1 |
| Klorit | x | | — | | x | | x | x |
| Karbonat | x | | | | | | | 5,6 |
| Orthit | x | x | | x | | | x | |
| Turmalin | | x | x | 0,2 | x | x | 0,4 | x |
| Zirkon | ? | x | 0,3 | | ? | 0,2 | | x |
| Apatit | 0,5 | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 |
| Rutil | 0,1 | 0,4 | 0,4 | 0,6 | | 0,3 | 0,4 | 0,5 |
| Erts | } | | | | | | | |
| Grafit | | | 0,3 | 0,3 | 3,6 | 0,2 | 0,6 | 0,2 |
| Ca. An-gehalt i plagioklas- kjernen | 38 | 38 | 41 | 37 | (36) | | 39 | 40 |

Tegnforklaring: x (aksessorisk): < 2 %

—: forekommer i bergarten

Teksturen er lepidoblastisk med granoblastiske bånd av kvarts. Nematoblastiske korn av (klino)zoisit og amfibol forsterker virkningen av parallellorientering. Orienteringen av skiktmineralene er som oftest parallell kvartsbåndene, men i enkelte slip forekommer flere retninger som danner spisse vinkler med båndingen.

Porfyroblaster bryter parallellteksturen og viser ofte tegn til rotasjon, dvs. kataklase ved korngrensene og S-formede inklusjonstog, se Fig. 41. Helicitisk tekstur er vanlig, f.eks. i biotit hvor striper av tur-

Tab. V. Modal-sammensetning av glimmerskifere. Basert på overslag i slip.
Modal composition of mica schists. Estimates based on thin sections.

| Mineraler | 46 | 52 | 56 | 65 | 162 | 223 | 270 |
|-------------------------------|----|----|----|----|-----|-----|-----|
| Kvarts | m | m | m | m | m | m | n |
| Plagioklas | m | m | n | m | m | n | n |
| Biotit | m | n | m | m | m | m | m |
| Hvit glimmer | n | m | m | x | | x | n |
| Granat | | | m | n | n | n | n |
| Disthen | | x | | | | — | x |
| Staurolit | n | | | | | | |
| Ep.-(klino)zoisit | n | | x | x | x | x | n |
| Zoisit | | | | | | | x |
| Amfibol | | | | | n | x | x |
| Mikroklin | x | n | | | | | |
| Klorit | x | | | x | x | | |
| Karbonat | | x | x | | | | |
| Orthit | | x | x | x | x | | x |
| Turmalin | x | x | | x | | x | x |
| Zirkon | x | x | x | x | | x | x |
| Apatit | | | x | x | x | x | x |
| Rutil | x | | x | x | | x | x |
| Ers | x | | x | x | x | x | x |
| Grafit | | — | — | | | | — |
| Jarosit | | | | | | | x |
| An-gehalt i plagioklaskjernen | 36 | 32 | 35 | 30 | 38 | 34 | 37 |

Tegnforklaring: m (meget): $> 10\%$

n (noe): $2\% < n < 10\%$

x (aksess.): $< 2\%$

— : forekommer i bergarten

malin og zirkon kan følges som en konstant retning gjennom flere korn. Retningen er oftest nær parallell hovedfoliasjonen. Porfyroblastene er ofte fullsatt av inneslutninger uten noen bestemt orientering, sievetekstur. Særlig kan granat, disthen og staurolit være fullstendig gjennomhullet.

Kornstørrelsen varierer sterkt innenfor hovedtypen. Mest vanlig er 0,5–2,0 mm, dvs. bergarten er fin – til mellomkornet. Porfyroblaster av granat, staurolit, disthen, (klino)zoisit osv. forekommer i 2–10 mm store korn.

Tab. VI. Modalanalyser av karbonat-glimmerskifer. Basert på punkttelling (1000 p) i slip.

Modal analyses of calcareous mica schists. Based on point counting (1000 p) of thin sections.

| Mineraler | 147 | 48 | 129 | 130 |
|---------------|------|------|------|------|
| Kvarts | 34,1 | 22,0 | 33,2 | 28,5 |
| Plagioklas | 12,1 | 21,0 | 15,7 | 14,0 |
| Biotit | 14,0 | 23,7 | 24,7 | 20,5 |
| Hvit glim. | 4,5 | 2,1 | 1,2 | 3,1 |
| (Klino)zoisit | 4,5 | 7,8 | 3,9 | 6,7 |
| Amfibol | 9,5 | 5,1 | 10,5 | 4,7 |
| Karbonat | 19,3 | 15,9 | 9,4 | 20,8 |
| Granat | — | — | | |
| Klorit | | | x | |
| Rutil | 0,6 | 0,8 | 0,6 | 0,7 |
| Turmalin | 0,2 | 0,2 | x | 0,4 |
| Zirkon | x | x | x | x |
| Apatit | 0,1 | 0,2 | 0,4 | 0,5 |
| Erts | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,1 |

Tegnforklaring: x: aksessorisk

—: forekommer i bergarten

Mineralbeskrivelse.

Kvarts utgjør 25—40 % av den typiske granat-glimmerskifer, men kan variere utover dette område.

Kvartskornene er anhedrale med uregelmessig begrensnig. I Anders Larsa-gruppen er mørteltekstur alminnelig. Moderat grad av undulerende utslukning er vanlig, men i enkelte soner i Anders Larsa-gruppen og den vestlige del av Kongsfjell-gruppen er den sterk.

Kvarts forekommer hyppig som avrundede inneslutninger i andre mineraler, særlig plagioklas og granatporfyroblaster.

Plagioklas forekommer vanligvis i mengder på under 10 %. I de forholdsvise Al-fattige skifere er det en tendens til at plagioklas + (klino)-zoisit utgjør et relativt konstant %-innhold av bergarten.

Plagioklas opptrer i 1—2 mm store anhedrale til subhedrale korn. Albit- og periklintvillinger er vanlige, karlsbadertvillinger er observert.

Plagioklasen har lysbrytning høyere enn canadabalsam. P.g.a. omvandling og tallrike inklusjoner kan relieffet være høyt. Anslått aksevinkel $2V \approx 80^\circ$, optisk negativ.

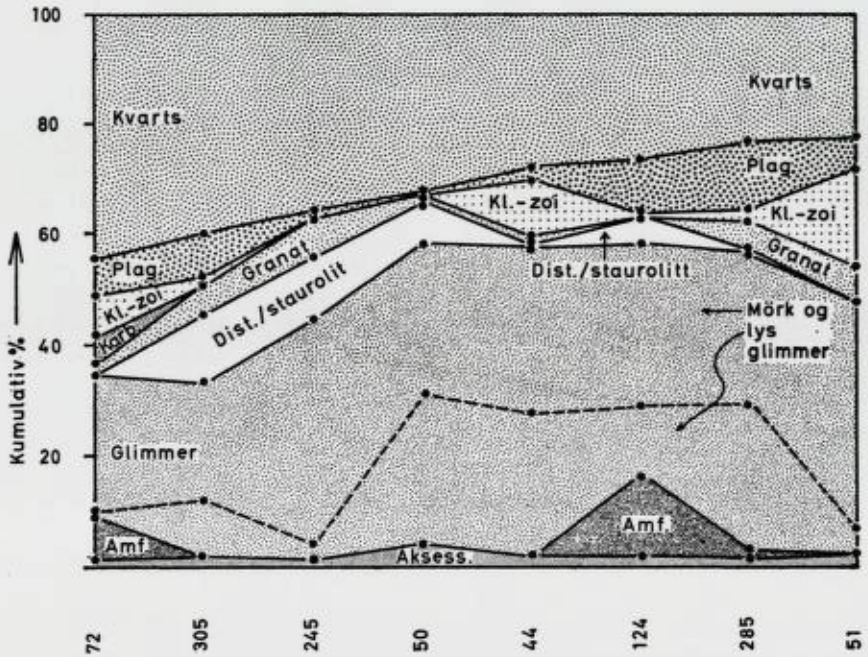


Fig. 39. Modalsammensetning av granat-disthen-glimmerskifer. Kumulativ fremstilling. Se Tab. IV.

Modal composition of the garnet-kyanite-bearing mica schist. Cumulative representation. See Tab. IV.

Gjennomgående viser plagioklasen karakteristisk normalsonering. Bestemmelse av anorthit-gehalten etter Michel Levy's metode har gitt:

For krystallkjernene: $An_{30} - An_{41}$

For krystallranden: $An_{22} - An_{29}$

Det er en tendens til høyere An-gehalt i de kalkrike skifere, lavere i de særlig kvartsrike, se Tab. IV og Tab. V.

Vanligvis er overgangen mellom den sentrale andesin og oligoklas i randen uskarp, men i enkelte korn er grensen skarp nok til at det forekommer en tydelig Beckelinje. Fig. 40 viser mikrofoto av normalsonert plagioklas.

Inneslutninger av kvarts og helicitisk anordnede aksessoriske mineraler er vanlig. Meget ofte er plagioklasen oppfylt av finkornige sekundærprodukter som sericit og epidot-(kline)zoisit. Assosiasjon med (kline)zoisit og hvit glimmer er vanlig. Plagioklasen synes å være dannet tidligere enn disse.

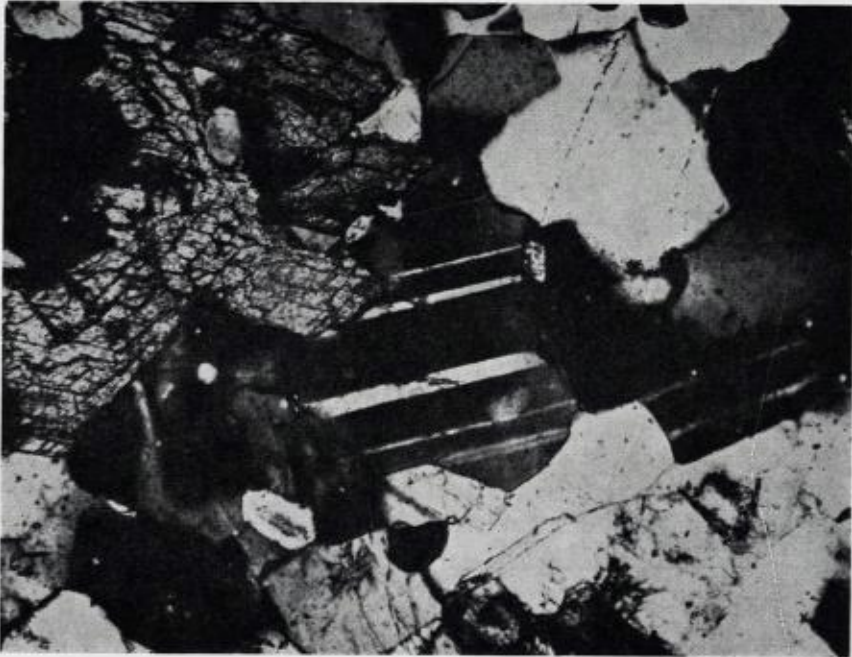


Fig. 40. Normalsonert plagioklas. I sentrum av bildet ses en albitfortvillinget plagioklaskrystall hvor kjernen, men ikke randen er i utslukningsstilling. De øvrige mineraler er sonert plagioklas, kvarts, amfibol og noe biotit. Kryssede nicols, x 90.
Slip nr. 260.

*Normally zoned plagioclase. In the centre of the picture occurs an albite-twinning plagioclase crystal where the core, but not the rim, is in extinction position. Other minerals seen are normally zoned plagioclase, quartz, amphibole and some biotite.
Crossed nicols, x 90. Thin section no. 260.*

Mikroklin. Alkalifeltspat opptrer i form av mikroklin og er bare observert i noen få slip.

Mikroklin forekommer som 0,4–1,0 mm store anhedrale korn og som større porfyroblaster. Inversjonstvillinger er som oftest utviklet.

Mineralet har anslått aksevinkler $2V \approx 80^\circ$ og er optisk negativ.

Til forskjell fra plagioklasen har mikroklinen lite inneslutninger og viser ingen tegn til omvandling.

Biotit utgjør 20–40 % av skiferen. I de mer kvarts- og feltspatrike skifere avtar biotitinnholdet sterkt. Kornene er subhedrale og viser en tendens til konsentrasjon i biotitrike bånd. Stedvis opptrer biotit i intim sammenvoksning med hvit glimmer.

Biotit har sterk egenfarge og pleokroisme:

X : blek gul (fargeløs), blek gulgrønn

Y-Z: lyse brun, grønnlig (brun)

Den brune biotit er mest vanlig, den grønne forekommer gjerne i kvarts-feltspatrike skifere.

Krystallene er optisk negative, har $2V_x = 0-10^\circ$ og utslukningsvinkel $z:a = 2-3^\circ$.

Inneslutninger av samtlige aksessoriske mineraler er vanlig. Zirkon omgis av en kraftig pleokroitisk halo, det samme finnes rundt inneslutninger av klinozoisit og orthit. I enkelte slip er biotiten noe omvandlet til klorit langs kornrensener og sprekker.

Hvit glimmer opptre i varierende mengde og utgjør opp til 28 % av skiferen. I kvarts-feltspatrike skifere er lys glimmer det dominerende glimmermineral. Hvit glimmer forekommer ofte som 0,5–1,2 mm store subhedrale krystaller i nær monomineralske bånd, men forekommer også som 1–2 mm store flak ikke-parallelt med hovedfoliasjonen eller båndingen.

Glimmeren er fargeløs, upleokroitisk, har utslukningsvinkel $z:a = 2-4^\circ$ og 3. ordens interferensfarger. Aksevinkelen er anslått på en rekke utseparerte spaltestykker, $2V_x \approx 30^\circ$. Mineralen er antagelig muskovit. Den relativt lave aksevinkel kan ifølge Deer, Howie, and Zussman (1962, Vol. 3, p. 22) skyldes substitusjon av Fe og Mg i oktaederposisjonen.

Granat utgjør normalt 2–8 % av skiferen, men kan i visse soner være sterkt anriket. Granat forekommer som idiomorfe poikiloblaster. Porfyroblastene er nesten alltid rotert og viser syn- til posttektonisk krystallisasjon (Fig. 41), dvs. kataklase ved kornrensene og S-formet helicitisk tekstur, som oftest uten direkte fortsettelse utenfor krystallene. I enkelte korn har granatene en ytre inklusjonsfri rand, noe som indikerer sonarbygning hos enkelte granater. Granatene som er almandingranater, er analysert og nærmere drøftet i Kap IV, 6.

Disthen utgjør opp til 10 % av skiferen, men forekommer mindre hyppig i soner rike på Ca-holdige mineraler (se Tab. IV).

Krystallene er 0,6–3 mm store euhedrale poikiloblaster med to kløvretninger og (100) som vanlig tvillingplan. Utslukningsvinkelen $z:c \approx 28^\circ$. Krystallene er fargeløse, optisk negative og har anslått $2V_x \approx 80^\circ$. Staurolit forekommer i sammenvoksning med disthen (slip 305). Disthenkrystallene kan vise tegn på mekanisk deformasjon og omvandling til hvit glimmer.

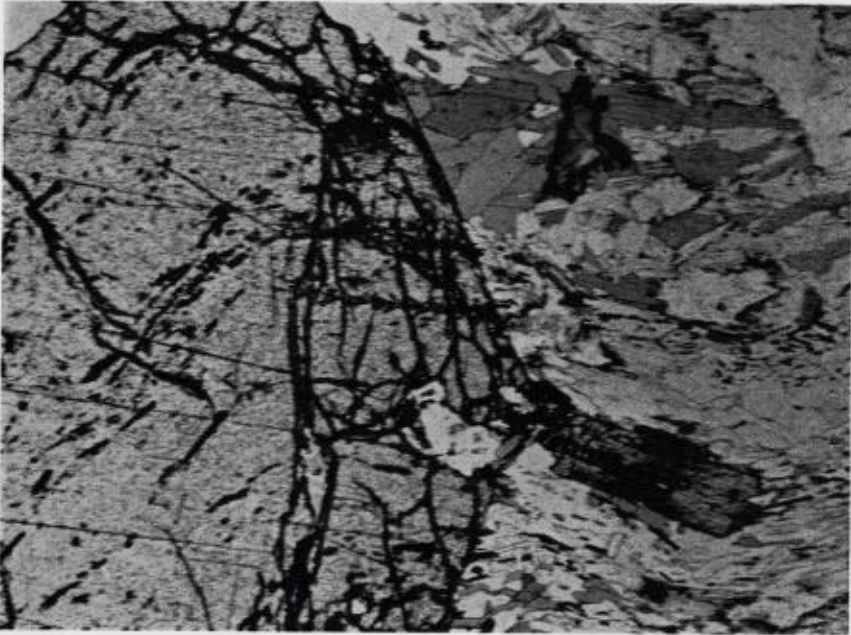


Fig. 41. Syntektonisk vekst av granat i glimmerskifer. Den helicitiske tekstur fortsetter uavbrutt fra granaten og inn i nabomineralene (biotit og muskovit). X 35. Slip nr. 270.

Syntectonic growth of garnet in mica schist. The helicitic texture continues unbroken into the adjacent minerals (biotite and muscovite). X 35. Thin section no. 270.

Staurolit forekommer i aksessorisk mengde og opp til 4 % av bergarten. Under separering av granat ble det påvist staurolit i bergartsprøver hvor mineralet ikke er observert i tynnslip.

Staurolit opptrer i 0,4—4 mm store uregelmessige poikiloblastiske, anhedrale til subhedrale porfyroblaster. Kløv er dårlig utviklet. Krystallene viser gyllengul til fargeløs pleokroisme, har positiv elongasjon og anslått $2V_z \approx 70^\circ$. Staurolit viser ingen tegn til omvandling.

Epidot-(klino)zoisit-gruppens mineraler er en fast bestanddel av glimmerskiferen og utgjør opp til 18 %. Følgende mineraler er observert og blir kort beskrevet:

- α -Zoisit
- Klinozoisit
- Epidot (pistazit)
- Orthit

Identifiseringen er foretatt ved detaljundersøkelse av bergartsprøver og slip 44 og 51.

α -Zoisit opptrer i subhedrale, 0,5–4 mm store elongerte prismer orientert parallelt hovedfoliasjonen. Fullkommen kløv etter (001) kan stedvis spalte mineralet opp i nåleformede krystaller. Zoisiten viser ofte tegn på mekanisk deformering.

Zoisiten er fargeløs og har 1. ordens grå interferensfarger. Den er optisk positiv og har anslått $2V_z = 10\text{--}25^\circ$. Det optiske akseplan er parallelt (010). Aksedispersjon $r > v$, enkelte korn viser utslukningsdispersjon. Elongerte korn slukker ut rett.

Kvarts, biotit, hvit glimmer og aksessoriske mineraler kan være innsluttet. Uregelmessige flekker av klinozoisit forekommer, men zoisitkrystallene viser ingen tegn til omvandling.

Klinozoisit er vanligere enn zoisit og opptrer som euhedrale, kortprismatiske 0,2–0,8 mm korn eller radiære aggregater. Mineralene viser liten grad av parallellorientering.

I motsetning til zoisit har klinozoisit hyppig utviklet polysyntetiske tvillinger med (100) som tvillingplan.

Klinozoisit er fargeløs, har nær samme relieff som zoisit, men sterkt anomalt blå interferensfarger.

Optisk positiv, $2V_z = 70\text{--}90^\circ$, utslukningsvinkel z : $a = 11^\circ$. Med tillegg av klorit er inneslutningene de samme som i zoisit. Klinozoisit forekommer ofte i assosiasjon med ufrisk plagioklas og synes å være dannet på bekostning av denne. Sammenvoksning av zoisit og klinozoisit forekommer.

For å bekrefte diagnosen, ble dekkglasset fjernet fra slip 44 b og zoisit og klinozoisit plukket ut og overført direkte til glasstiften på røntgenkamera for diffraksjonsopptak.

Meget hyppig inneholder klinozoisiten en kjerne med høyere relieff, gulgrønn til fargeløs pleokroisme og normale interferensfarger. Kjernen er optisk negativ og har meget stor aksevinkel. Det er antagelig *epidot*. Denne sonaroppbygningen med en Fe-rikere kjerne, er meget karakteristisk, men også det omvendte forhold er observert (slip 270).

Klinozoisit kan også inneholde en avrundet, brun kjerne som i nærheten av biotit gir pleokroitisk halo. Klinozoisitens tvillingplan fortsetter gjennom kjernen som har en utslukningsvinkel x : $c = 30^\circ$. Den brune kjernen er antagelig *orthit*.

Amfibol opptrer fortrinnsvis i Ca- og Fe-rike horisonter, men er funnet i samme slip som alle de ovenfor beskrevne mineraler.

Amfibol forekommer i 0,5–3 mm store subhedrale nematoblaster, pleokroismen er blek gulgrønn (X) til grønn (Z). Utslukningsvinkelen z : $c \approx 17^\circ$. Anslått $2V_x \approx 70^\circ$. Det er antagelig en *hornblende* (Trøger, 1956, p. 77). Lysbrytningsbestemmelser på spaltestykker (prøve 269) som hviler på ((100)):

$$n_1 = 1,663 \pm 0,003$$

$$n_2 = 1,675 \pm 0,003$$

Ifølge Parker (1961, p. 893) gir dette et mol %-forhold:

$$\text{Mg/Fe}'' = 60/40.$$

Biotit omslutter ofte hornblendene og stedvis forekommer finkornig biotit eller klorit langs korngrenser og sprekker.

Klorit opptrer i små mengder, nesten alltid i tilknytning til biotit eller amfibol og helst i soner som bærer preg av mekanisk deformasjon.

Klorit forekommer i polykrystalline aggregater, har fargeløs til blekgrønn (eller sjelden: fargeløs til blek gulrød) pleokroisme, 1. ordens grå interferensfarger og negativ elongasjon. Den er antagelig optisk positiv med liten $2V$. Utslukningsvinkel z : $a \approx 8^\circ$. Det kan være *klinoklor*.

Karbonater, antagelig *kalkspat*, forekommer relativt sjelden som anhedrale korn i skifere rike på (klino)zoisit og amfibol og gjerne i assosiasjon med disse.

Turmalin forekommer som små pseudo-heksagonale prismer med følgende pleokroisme:

ω : olivengrønn

ϵ : nær fargeløs

I snitt normalt på krystallografisk c -akse er det meget vanlig å se sonarbygning. Ytre del av krystallen viser da gul absorpsjonsfarge i ω -retning, fargeløs til svak rosa (sjelden) i ϵ -retning.

Det er antagelig en *schorlit*, mens den ytre rand nærmer seg det Mg-rike endeledet dravit.

Turmalin som kan utgjøre opptil 1 % av skiferen og er en fast bestanddel av denne, kan skyldes primært B-innhold i marine sedimenter (Goldschmidt and Peters, 1932). Fra Hattfjelldalen har Strand (1955, p. 62) vist at turmalin i relativt stor mengde synes å være «en karakteristisk bestanddel for kalkglimmerskiferene» som overleires av Limingserien.

Faste aksessoriske bestanddeler er *apatit*, nåleformede eller uregelmessige korn av *rutil* og avrundede *zirkon*-korn.

Erts forekommer vanligvis i meget små mengder og er umagnetisk.

Grafit finnes som meget små, uttrukne korn i foliasjonsretningen. Lokalt kan innholdet bli så stort at bergarten får soner av grafitiskifer som i håndstykke sverter fingrene.

Særlig på de grafitholdige skiferene finnes det et karakteristisk gult belegg som ved røntgen-opptak er identifisert som *jarosit*. Mineralet er kjent fra alunskifere i Oslofeltet og er et sekundærprodukt som synes å følge karbon- og kislørende horisonter.

1b. Karbonat-glimmerskifer.

Skiferen utgjør en vesentlig del av berggrunnen i Kongsfjell-gruppen og forekommer som smale soner i Anders Larsa-gruppen.

Kort mikroskopisk beskrivelse:

Mineralinnholdet er gjengitt i Tab. VI. Det fremgår av tabellen at mineralinnholdet varierer lite i de undersøkte prøver og at mineralinnholdet er enklere enn normalt i granat-disthen-glimmerskiferen. Hovedmineralenes kvantitative fordeling er fremstilt i Fig. 42.

Klorit opptrer bare i nærheten av bevegelsessoner, f.eks. skyvesonen ved Tustervann. Granat opptrer sporadisk i bergarten, men regnes ikke som en stabil komponent i den normale karbonat-glimmerskifer.

Texturen er hypidiomorf, ulikekornet med parallellbånding av kvarts og delvis parallellorientering av bladige og listeformede mineraler. Granoblastiske karbonatmineraler er jevnt fordelt i bergarten.

En variant av karbonat-glimmerskiferen som dekker mye av Kongsdalens bunn, har karbonatene konsentrert i øyelignende krystalloblaster som foliasjonen bøyer rundt.

Kornstørrelsen er i gjennomsnitt ca. 1 mm, skiferen må betegnes som fin- til mellomkornig.

Mineralene:

Plagioklas viser samme sonarbygning som i granat-glimmerskiferen. Anorthit-innholdet i kjernen er An_{38-40} .

Biotit viser blekere brune absorpsjonsfarger enn i granat-disthen-glimmerskiferen. Dette kan tyde på et høyere Mg/Fe''-forhold i oktaedrisposisjonen.

Hvit glimmer er fargeløs, upleokroitisk, har høyt relieff, 3. ordens interferensfarger og $2V_x = 25-30^\circ$. Det er antagelig muskovit.

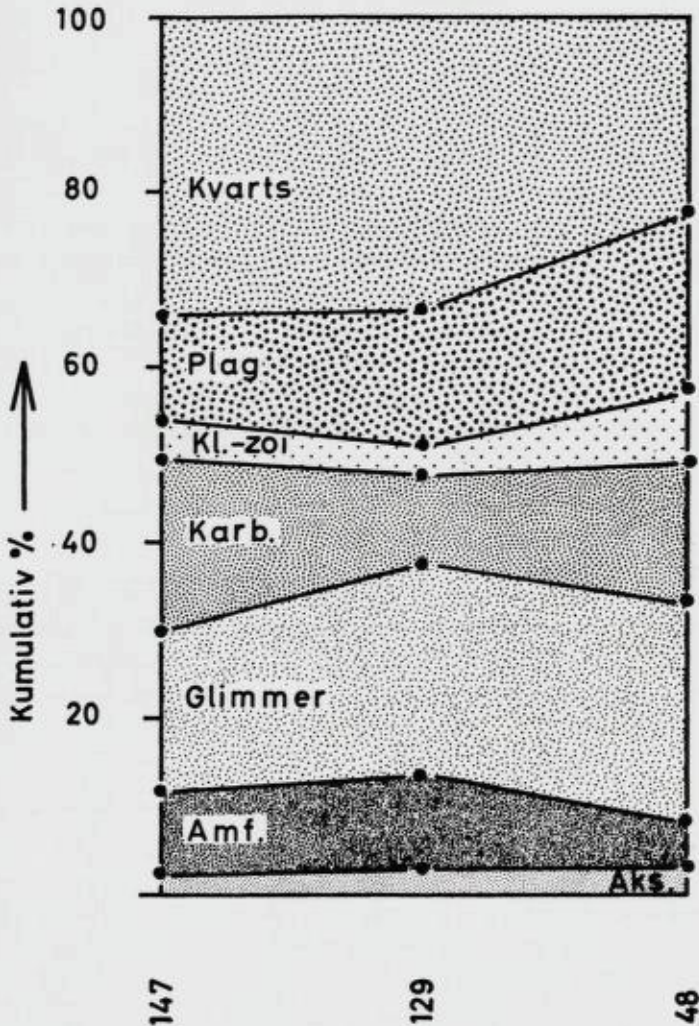


Fig. 42. Modalsammensetning av karbonat-glimmerskifer basert på punkttelling i slip (1000 punkter). Se Tab. V.

Modal composition of the calcareous mica schist based on point counting of thin sections (1000 points). See Tab. V.

Klinozoisit opptrer i euhedrale, små kortprismatiske krystaller. De viser sterkt anomalt blå interferensfarger, er optisk positive og har meget stor aksevinkel. Polysyntetiske tvillinger forekommer, sonarbygning er sjelden.

Noen få korn av *zoisit* er observert.

Amfibol. Absorbsjonsfarger X: lys gulgrønn

Y: lys grønn

Z: grønn

Utslukningsvinkel $\alpha:c \approx 18^\circ$, $2V_x = 65-70^\circ$.

Det er antagelig hornblend.

Karbonat opptrer i uregelmessige, anhedrale korn jevnt fordelt i slipet. Det er ikke observert tvillinglameller parallelt den korte diagonal i spalteromboedret. Det er sannsynligvis *kalkspat*.

Røntgenidentifikasjon av de øyeformede karbonatkonsentrasjonene har vist at disse består av *kalkspat*.

Aksessorisk forekommer *rutil*, *turmalin*, *zirkon* og *apatit* i samme eller noe større mengde enn i granat-disthen-glimmerskiferen. *Erts* (hematit?) opptrer i noe mindre mengde.

1c. Kvartsfeltspat-skifere og kvartsit.

Hovedmineralene er kvarts, alkalifeltspat (mikroklin, og plagioklas. Teksturen er granoblastisk. Lepidoblastisk biotit og hvit glimmer gir bergarten en tydelig foliasjonsretning. De kvartsitiske skifere opptrer med jevn overgang til glimmerskiferene og må oppfattes som sedimentære facies-variasjoner. Ortho-kvartsiter opptrer ikke.

Den i felt observerte gradvise overgangen mellom de ovenfor be-

Tab. VII. Modalanalyser av feltspatholdige kvartsiter. Det er tallet 500 p i hvert slip. Slipene er farget.

Modal analyses of feldspathic quartzites. Based on point counting (500 p.) of stained thin sections.

| Mineraler | 191 | 155 | 169 |
|--|------|------|------|
| Kvarts | 64,7 | 45,0 | 46,5 |
| Plagioklas (ca. An ₂₅) | 9,8 | 6,6 | 8,1 |
| Alk. f.sp. | 12,2 | 41,8 | 35,1 |
| Glimmer (biotit og hvit glimmer) | 7,8 | 5,4 | 6,6 |
| Aksessoriske mineraler | 3,5 | 1,2 | 3,7 |

191. Kvartsit, Stormyra.

155. Kvartsfeltspat-skifer, syd for Lille Bleikvann.

169. Kvartsfeltspat-skifer, Bleikvassfossen.

skrevne glimmerskifere og kvarts-feltspatskiferen, understrekes ved at mineralinnholdet kvalitativt sett overensstemmer i stor grad. For hovedmineralenes vedkommende er den vesentligste forskjell at mikroklinen opptre i mengder opp til ca. 50 %. Høyt mikroklinninnhold reflekteres i lavt kvartsinnhold, mens plagioklasen er kvantitativt relativt konstant. Epidot-(klino)zoisit opptre her som aksessorisk mineral. I tillegg opptre de samme aksessoriske mineraler som i de beskrevne glimmerskifere.

Tab. VII viser modalsammensetningen av en kvartsit og to kvartsfeltspatskifere.

1d. Diskusjon.

Feltmessig opptreden og mineralogisk sammensetning indikerer at glimmerskiferene er metamorfe, pelitiske sedimenter. Vekslingen av kalkspat-rike og disthen-førende glimmerskifere må anses som et primært sedimentært trekk.

I sitt Sulitjelma-arbeid har Th. Vogt (1927, pp. 219–240) samlet og bearbeidet analyser av en rekke kaledonske, pelitiske skifere. Han har på geokjemisk grunnlag inndelt dem i en vestlig (geosynklinal) facies og en østlig (forlands-) facies. Residualkarakteren er størst i skifere tilhørende den østlige facies som Th. Vogt (op.cit., p. 240) tenker seg avsatt i størst avstand fra et forvitrende landområde i nordvest. Som et mål på residualkarakteren eller «modenhetsgraden», innfører Th. Vogt indeksen $M = (Al_2O_3 + K_2O)/(MgO + CaO + Na_2)$, hvor summen av de basiske oksydene gitt i mol % er omregnet lik 100. Ved å sammenligne analysen og modenhetsindeksen ($M = 1,20$) i Tab. II med Vogts analyser, ses at glimmerskiferen fra Bugtliklubben faller i den vestlige facies. Modalanalysene (Tab. II, Tab. IV og Tab. V) viser at den analyserte prøve er representativ for de Al-rike og Ca-fattige skifere. De øvrige skifere vil derfor oppnå en enda lavere indeks og derfor utpreget tilhøre den vestlige facies.

Strand (1951, p. 92 osv.) fremholder at det relativt høye innhold av MgO, CaO og Na₂O i skifere tilhørende den vestlige (geosynklinal) facies, ikke alene kan forklares ved ufullstendig forvitring, men at andre, særlig metasomatiske prosesser har hatt stor betydning. Tynnslip-studiet indikerer imidlertid at metasomatiske prosesser har spilt underordnet rolle i Kongsfjell-området. Opptreden av regelmessige, lateralt utholdende horisonter av vekslende mineralogisk (og kje-

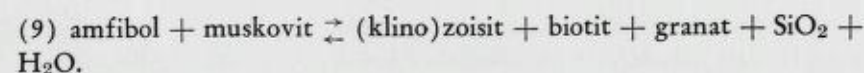
misk) sammensetning støtter heller ikke antagelsen av metasomatose som en hovedfaktor ved dannelsen av glimmerskiferene. Derimot er det rimelig å anta at forvitrende, basisk vulkansk materiale kan ha innvirket på pelitenes sammensetning, en forklaring som Strand (1951, p. 100) også diskuterer.

Den hyppige opptreden av amfiboliter i feltet (se om amfibolit p. 105), foruten metasedimentenes spesielt høye MgO- og jern-innhold, gjør det sannsynlig at en slik tilblending av basisk materiale, har vært en avgjørende faktor for skiferenes komposisjon. Skiferenes høye K₂O-innhold viser at en mulig residualkarakter, ikke behøver å gjøre utslag i modenhetsindeksen, M.

I overensstemmelse med dette, er den konklusjon K. Bjørlykke (1965) trekker av sin geokjemiske studie av syd-norske peliter. Bjørlykke finner at «østlig» og «vestlig» facies er stratigrafisk betinget og at (op.cit., p. 445) «the higher MgO content of the Middle Ordovician is most probably due to the increasing influence of the orogenic movements in the central parts of the geosyncline . . .» and «. . . the sediments were (now) mainly derived from nappes of basic composition (Jotun nappe?) and from basic volcanic sediments . . .».

Det høye antall hovedmineraler i bergarter (hele 9 foruten kvarts) synes ikke å overensstemme med den mineralogiske faseregul, $p \leq c$ (Goldschmidt, 1912), dersom mineralene er i likevekt og antall frihetsgrader virkelig ikke er større enn det som kommer til uttrykk i faseregelen. Tvert imot skulle en heller vente færre mineraler (faser) enn komponenter p.g.a. blandbarhet i fast fase og fordi vedvarende metamorfose vil fremkalle oppløsning av de mest løselige mineraler i en forøvrig stabil assosiasjon (Eskola, 1932, p. 71). Når en ser bort fra TiO₂, Fe₂O₃ og MnO som enten substituerer for andre oksyder eller danner aksessoriske mineraler, gjenstår 6 oksyder som bygningsstener for hovedmineralene. Vekslende Mg/Fe"-forhold kan imidlertid gi flere femiske mineraler enn ventet (Strand, 1955, p. 66).

I tynnslip har ulikevekt mellom hovedmineralene vært direkte observert lokalt hvor disthen erstattes av muskovit. Koeksistensen av amfibol — muskovit — (klino)zoisit — biotit — granat betraktes (Strand, 1951, p. 89) som en klar ulikevektsassosiasjon hvor amfibol — muskovit representerer lavtemperatursiden av reaksjonen:



Opptreden av samtlige fem mineraler i samme bergart forekommer likevel ikke sjelden (Strand, 1951, p. 88).

Koeksistensen av nær isokjemiske mineraler som zoisit — klino-zoisit kan skyldes «stuffing», men er av Williams, Turner and Gilbert (1954, p. 240) ansett som et ulikevektskriterium. Denne assosiasjonen er likevel meget vanlig, foruten i Kongsfjell-området er den rapportert bl.a. fra Sauland i Telemark (Brøgger, 1959, sitert i Barth, 1963, p. 467), Birtavarre (?) (Vokes, 1957, p. 56), Sunnfjord-området og Bergensbuene (Bryhni, 1964), Sulitjelma (K. Henley, pers. com.).

Spørsmålet må derfor bli: Oppnås fullstendig mineralogisk likevekt sjelden i metamorfe bergarter eller er det andre prosesser som fører til de tilsynelatende ulikevekter?

Når det gjelder det undersøkte felt kan kanskje normalsoneringen i plagioklas kaste lys over problemet. På bakgrunn av felt- og slipstudier kan tilførsel av reaktive alkaliske løsninger p.g.a. metasomatose eller partiell oppsmelting, utelukkes som mulige forklaringer på dannelsen av sonare plagioklaser. To rimelige muligheter gjenstår:

- a. Plagioklasen er krystallisert under langsomt avtagende temperatur.
- b. Det har funnet sted en senere og «lavere» metamorfose.

Angående sonare feltspater i metamorfe bergarter skriver Barth (1956, p. 364) at «the development of zoning, be it normal or inverse, it is a necessary consequence of temperature-induced changes of certain physico-chemical properties in the albite-anorthite series, and in albite-orthoclase series.» Og p. 366: «Normal zoning in plagioclase — indicates, as it does in magmatic rocks, a series of compositional changes induced by regularly decreasing temperature. — Strictly speaking this is a diaphoretic phenomenon, this kind of zoning indicates a retrograde metamorphism».

Dette støtter særlig alternativ a, det samme gjør det faktum at overgangen fra den basiske plagioklaskjernen til den surere rand som regel er gradvis. Rutilnåler i biotit tyder også på avblanding ved langsomt fallende temperatur. Men alt dette peker mot forhold hvor en skulle vente $p < c$. Spørsmålet er derfor om en i stedenfor *ett* pT-maksimum med langsomt avtagende temperatur (Fig. 43, (3e)) likevel har hatt *to* maksima (Fig. 43, (3d)), tilsvarende alternativ b. En rekke grunner taler for dette:

1. De mange hovedmineraler, tilsammen 9, komponert av 6 oksyder inklusive alkaliene. Ligning (9) har i så fall gått fra høyre mot

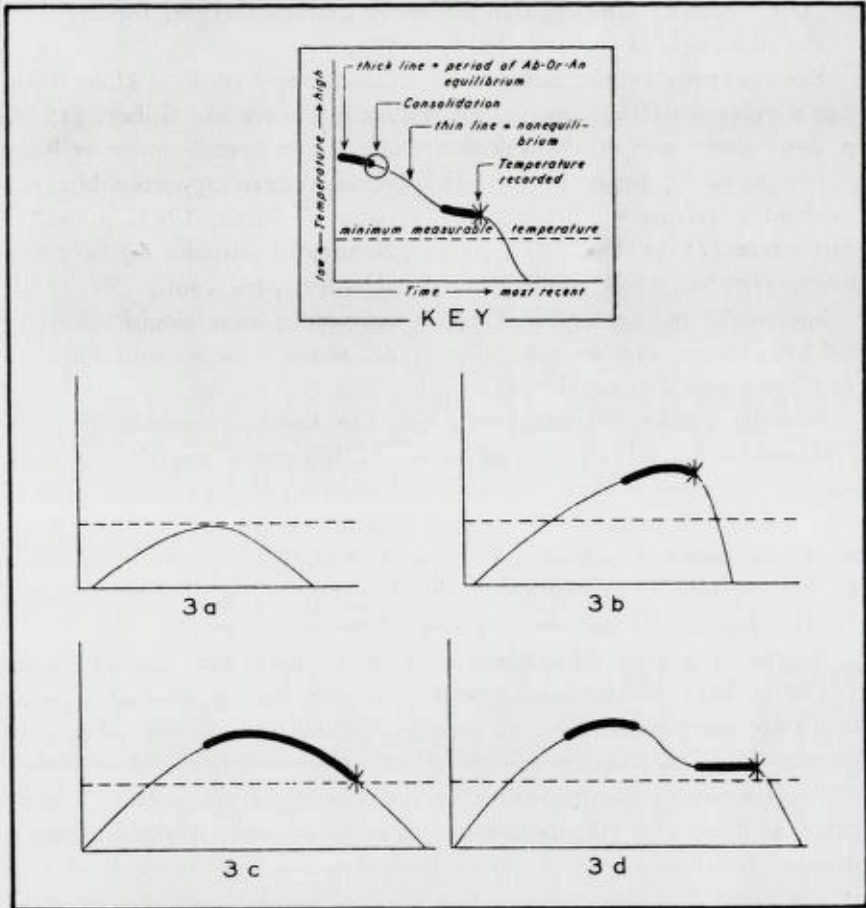


Fig. 43. Hypotetiske kurver for termalhistorien (etter Dietrich 1960 p. 44) ved:
 (3c) høyere grads metamorfose med langsomt fallende temperatur,
 (3d) høyere grads metamorfose med erratic avkjøling — til og med diaftorese —
 i lavtemperaturfasen av metamorfosen.

Dietrichs symbolforklaring er innfelt. — Det konkluderes at tilfelle 3d best representer termalhistorien i det undersøkte felt.

Hypothetical thermal history curves (after Dietrich, 1960 p. 44) for:

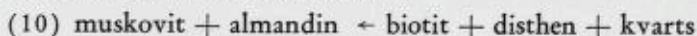
(3c) *higher grade metamorphism with very slow cooling during waning stages.*

(3d) *higher grade metamorphism with erratic cooling — even diaphoresis — in the period following the maximum temperature metamorphism.*

The Key figure of Dietrich is inserted. — It is concluded that the thermal history of the area investigated is best described by case 3d.

venstre under det annet pT-maksimum, men stoppet opp før ny likevekt er oppnådd.

Det samme gjelder reaksjon (10) som kan ha foregått mot venstresiden ved en lavere metamorfose:



2. Slipbeskrivelsen som viser at det er rimelig å anta at zoisit er dannet tidligere enn klinozoisit. Dette vil si at koeksistensen av zoisit — klinozoisit kan bero på at de er opptått under hvert sitt pT-maksimum og i likevekt med plagioklas med forskjellig An-gehalt. Deer, Howie, and Zussmann (1962, vol. I, p. 202) sier at zoisit dannes ved høyere hydrostatisk trykk enn den monokline fase, dvs. klinozoisit.
3. Sekundær omvandling og mekanisk deformering av sonar plagioklas. Klinozoisiten synes å erstatte plagioklasen enkelte steder.
4. Sonarbygning i granater.
5. Konklusjonen av den strukturelle undersøkelse som viser at det har foregått to hovedfoldefaser i feltet. Det er rimelig å anta en sammenheng mellom den mekaniske deformasjon av feltet og omkrystalliseringen (Ramsay, 1962, p. 316). Om dette skriver Turner and Verhoogen (1960, p. 662): «. . . deformation may exercise an all-important «catalytic» influence, initiating and promoting the chemical adjustment which is the essence of metamorphism.»

K o n k l u s j o n : Glimmerskiferene er metamorfe, pelitiske avsetninger som er tilblandet basisk, vulkansk materiale, noe som har gitt meta-sedimentene karakter av opprinnelig å ha vært ufullstendig forvitret materiale. Skiferene har sannsynligvis vært utsatt for to deformasjonsfaser og inneholder proterogene produkter fra første fase. Den observerte mineralparagenese representerer derfor ikke en likevekts-situasjon, annet enn innen meget små områder. Under den første metamorfosen som bød på de høyeste trykk- og temperaturforholdene, krystalliserte zoisit i likevekt med andesin. Plagioklasen fortsatte å krystallisere under avtagende temperatur og fikk en gradvis surere rand inntil reaksjonen ble «frosset» fast ved raskere temperaturfall. Sericitisering og kloritisering antas å ha funnet sted som diaforetiske reaksjoner på dette tidspunkt eller samtidig som en ny deformasjon initierte den annen progressive metamorfose hvor bl.a. klinozoisit ble dannet, delvis på bekostning av tilstedeværende plagioklas.

2a. Marmor.

For kartbeskrivelse og studium i håndstykke se Kap. I, 1 & 2.

Tekstur. Marmorene har anhedral til subhedral, granoblastisk tekstur. Det forekommer en del poikiloblastiske tremolitkrystaller. Disse kan ha parallellorientering.

Kornstørrelsen er normalt 0,2–0,8 mm i dolomitmarmor, 0,5–1,3 mm i kalkspatmarmor.

Variasjonen i kornstørrelse mellom dolomit- og kalkspat-marmor er i overensstemmelse med den generelle karakteristik J. H. L. Vogt (1897) ga av de nordlandske marmor.

Derimot er det ikke noe gjennomgående trekk i de undersøkte marmor at dolomit viser mer euhedral krystallutvikling enn kalkspat.

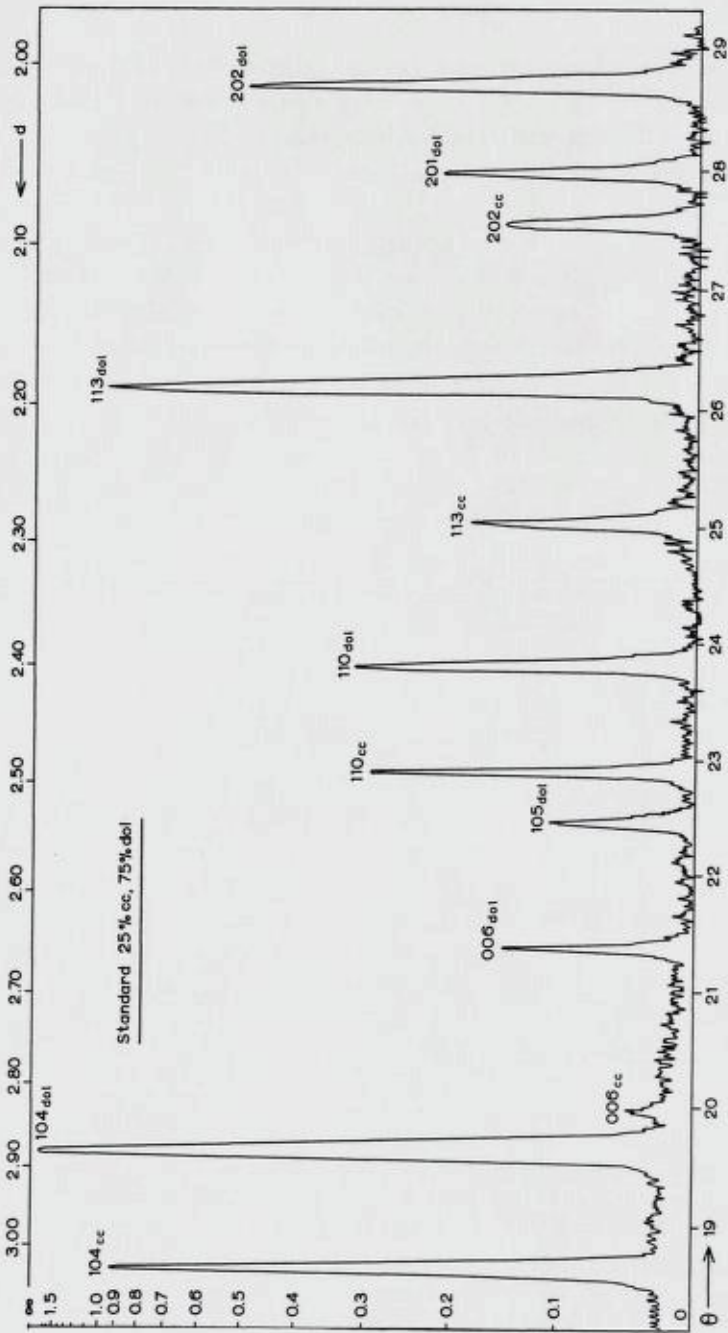
Mineralene er:

| | | |
|----------------|---|------------------------|
| Kalkspat | } | Hovedmineraler |
| Dolomit | | |
| Kvarts | | |
| Tremolit | | |
| Hvit glimmer | } | Aksessoriske mineraler |
| Titanit | | |
| Svovelkis | | |
| C-forbindelser | | |

Kalkspat og dolomit utgjør 95 % eller mer av de vanlige marmor. Ved optiske metoder er det umulig å skille kvantitativt mellom de to karbonatfaser. Likevel får en inntrykk av at mengdeforholdet varierer sterkt. Heller ikke farging (se p. 145) av bergartsprøver har vist seg hensiktsmessig, hovedsakelig fordi marmoren er for finkornet. Da det er av betydning for den genetiske tolkning å få kalkspat/dolomit-forholdet nærmere bestemt, er følgende metode utarbeidet og benyttet. Lignende kvantitative målinger er tidligere utført av bl.a. Tennant and Berger (1957).

Fig. 44. Fotometrert Guinier-opptak av kalkspat-dolomit-blanding (Standard: 25 % cc og 75 % dol.). Høyden, dvs. refleksjonenes intensitet, leses av på den logaritmiske skala til venstre.

Photometrically calibrated Guinier exposure of a mixture of calcite and dolomite (Standard: 25 % cc and 75 % dol.). The heights, i.e. the intensity of the reflections, are read on the logarithmic scale to the left.



Fase-analyse av marmor:

Femten prøver av marmor (se nøkkelkart, Fig. 53), er nedknust. Prøvene som er på ca. 15 g, er valgt såpass store for å jevne ut helt lokale og tilfeldige variasjoner i bergartene.

Materialet er kjørt på Guinier-kamera. Utsnitt av filmene fra intervallet mellom $d = 3,0$ til $d = 2,0$ (eller $\theta = 18^\circ - 30^\circ$) er fotometrert, Fig. 44. Intensiteten I , dvs. høyden på refleksjonen, er målt på (113) -refleksjonen både for kalkspat og dolomit. Forholdet mellom intensitetene, I_{cc}/I_{dol} , er sammenlignet med intensitetsforholdene på fotometrerte standardfilmer. Sammenligningen er foretatt grafisk i Fig. 45.

Som standarder er innveid ni prøver tatt fra rene kalkspat- og dolomitkrystaller. Standardene er sammensatt slik: 100 % cc, 95 % cc + 5 % dol, 90 % cc + 10 % dol, 75 % cc + 25 % dol, 50 % cc + 50 % dol, 25 % cc + 75 % dol, 10 % cc + 90 % dol, 5 % cc + 95 % dol, 100 % dol. Tallene angir vekt-%.

Denne metoden gir kalkspat/dolomit-forholdet uavhengig av det øvrige mineralinnhold. Usikkerheten i bestemmelsen er anslått til $\pm 5\%$.

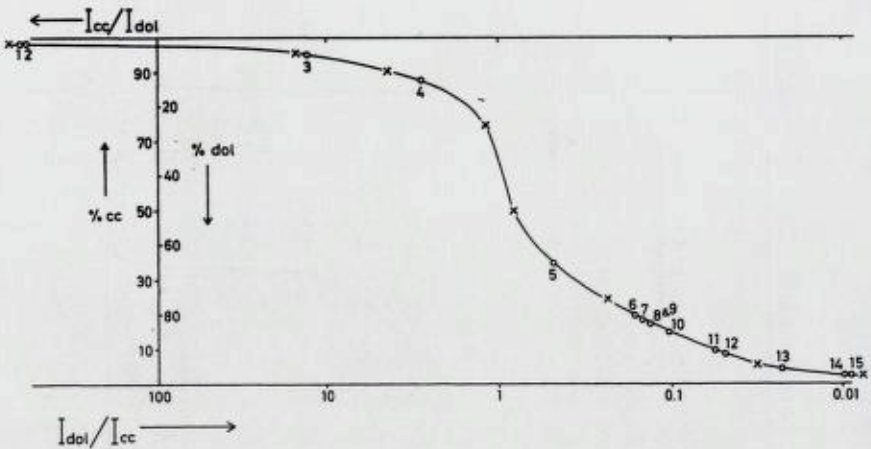


Fig. 45. Kalkspat/dolomit-forholdet i marmor basert på intensitetsforholdet mellom $(113)_{cc}$ og $(113)_{dol}$. Kurven er trukket gjennom de ni standardene merket x. Marmorprøvene fra Kongsfjell-området er merket o og plottet inn på kurven.

The calcite/dolomite ratio in marbles based on the intensity ratio of the $(113)_{cc}$ and $(113)_{dol}$ reflections. The curve is drawn through the nine standards marked X. The marble samples from the Kongsfjell area, marked o, are plotted on the curve.

Valget av (113)-refleksjonen har to årsaker:

1. Refleksjonen har middels intensitet, men er likevel følsom ned til $< 5\%$ dolomit eller kalkspat. Den midlere intensitet gjør at filmsvertningen ikke overdimensjoneres ved gehalter nær 100% av ett av karbonatene. Høyden på fotometer-refleksjonene gir derfor et korrekt bilde av intensiteten ved alle sammensetninger av marmoren.

2. Ved prøving av flere refleksjoner har (113)-refleksjonen vist seg mest hensiktsmessig idet forholdet $I_{(113)cc}/I_{(113)dol}$ varierer mest ved de mineralblandinger som er vanligst i de undersøkte marmor.

Resultatet av undersøkelsen kan avleses Fig. 45, og skal summeres her og sammenholdes med feltobservasjonene:

a. Unntatt én prøve (nr. 5) er marmorene enten kalkspatmarmor med inntil 13% dolomit eller dolomitmarmor med inntil 20% kalkspat.

Denne fordelingen er meget nær den som Pettijohn (1957, p. 386, Fig. 91) oppgir for 317 paleozoiske marmor fra Illinois. De 15 analyserte prøvene gir derfor antagelig et riktig bilde av hyppigheten av kalkspat- og dolomitmarmor i Kongsfjell-området.

b. Kalkspat/dolomit-forholdet er lateralt konstant, men varierer stratigrafisk. De enkelte horisonter av dolomit- eller kalkspatmarmor kan være fra noen cm til flere meter mektige. Prøve 5 og 9 er tatt med noen cm's avstand. Det dolomitrike lag (9) er noe hvitere enn det kalkspatrikere lag.

c. Fra en marmor med en utholdende og skarp grense mellom et hvitt, C-fritt lag (8) og et grått C-holdig lag (10) eksisterer det ingen vesentlig forskjell i kalkspat/dolomit-forholdet i de to marmortyper.

d. Røntgen-opptakene viser en tendens til at dolomitmarmorene i motsetning til kalkspatmarmorene, inneholder kvarts i registrerbare mengder, dvs. $>ca. 2\%$. Tremolit opptrer i begge typene.

Kvarts opptrer i små mengder ($1-3\%$) og, som nevnt, først og fremst i dolomitmarmorene. Kornene er uregelmessig til rundaktig begrenset og viser undulerende utslukning. Kornstørrelsen er $0,4-0,8$ mm.

Tremolit forekommer i euhedrale prismer opp til cm-størrelse. To kløvretninger skjærer hverandre med ca. 60° vinkel.

Tremoliten er fargeløs, upleokroitisk, optisk negativ med meget stor 2V og utslukningsvinkel $z:c \approx 17^\circ$.

Meget vanlig er utpreget sievetekstur. Inneslutningene er karbonat og noe kvarts.

Hvit glimmer opptrer i meget små mengder. I de hvite marmorere er det i håndstykke observert enkelte korn av sterkt grønn glimmer.

C-forbindelser, antagelig grafit eller kullstøv (J. H. L. Vogt, 1897, p. 32 og J. A. W. Bugge 1948, p. 95), opptrer i finfordelt stand og gir stedvis marmoren et jevnt grått eller mønstret utseende.

Svoelkis forekommer sporadisk.

Titanit opptrer i aksessorisk mengde i de urene karbonatbergarter.

Bornit og *malachit* er observert på én lokalitet i Anders Larsa-fjells sydøstskråning.

D i s k u s j o n.

En teori for dannelsen av dolomit- og kalkspatmarmorene, må gi en tilfredsstillende forklaring på den raske vekslingen og de skarpe grensene mellom de to marmortypene. Teorien må forklare hvorfor det ene eller andre karbonatmineral alltid overveier stort. Videre må teorien angi prosesser som kan forløpe i regional målestokk, da de beskrevne marmorere ikke skiller seg vesentlig fra andre høymetamorfe nordlands-marmorere (J. H. L. Vogt, 1897).

Følgende dannelsesmåter kan tenkes:

1. Veksling av primært utfelt dolomit-kalkspatsediment.
2. Resedimentering av klastisk dolomit fra forvitrende landområde.
3. Delvis dolomitisering av kalkavleiringer før og under diagenesen.
4. Delvis dolomitisering etter diagenesen.
5. Metamorfe reaksjoner (differensiasjon) i kalkspat-dolomitblandinger.

Ad 1. I tilknytning til marmorene i Dunderlandsdalen konkluderer J. A. W. Bugge (1948, p. 104) at kalkspat- og dolomitmarmorene er primært utfelt av sjøvann. Den alternerende avsetning forklares ved at sedimentasjonen har foregått på vekslende dyp. Dolomit er primært stabil når det hydrostatiske trykk overstiger en viss grense som nås et sted mellom 100–200 m under havflaten (Bugge, op. cit., p. 102). På grunnere vann felles kalkspat ut primært.

Forutsetningen for primær dolomitutfelling er en meget høy salinitet og/eller stort CO₂-innhold i atmosfæren. Høy salinitet kan oppstå i avstengte sedimentasjonsbasseng med sterk grad av fordampning. Slike forhold kan meget vel oppstå, men representerer mer unntagelsen enn

regelen i et geosynklinalmiljø. At forholdene i det kambro-siluriske hav unndrar seg bruken av aktualitetsprinsippet er ikke sannsynlig. Fairbridge (1963, p. 3) skriver: «The salinity and general compositional balance of the oceanic chemistry was probably established well within the first fifth of geological time: since then it has remained remarkable well balanced.»

Heller ikke er det rimelig å anta en forskyvning i atmosfærens CO_2/O_2 -forhold siden paleozoisk tid. Rutten (1962, p. 113 og Fig. 36) hevder at den gradvise overgang fra reduserende til oksyderende atmosfære har skjedd i tidsrommet 2000–1000 millioner år tilbake. Weber (1964) skriver at bortsett fra ett, noe tvilsomt tilfelle, er dolomitavsetninger ikke rapportert fra moderne sedimenter. På grunnlag av karbon-oksygen isotop-forhold og krystallo-kjemiske vurderinger, viser Weber (op. cit) at selv de såkalte «primære» dolomiter er dannet ved erstatning av kalkspat eller aragonit. I lys av disse argumenter er det ikke rimelig å akseptere primær utfelling av dolomit i veksel med kalkspat som forklaring på dannelsen av de mektige og utholdende marmorformasjoner som finnes bl.a. i Kongsfjell-området.

Ad 2. Resedimentering av klastisk dolomit fra et forvitrende landområde gir ingen tilfredsstillende forklaring på den alternerende avsetningen. Heller ikke gir det noen rimelig forklaring på de skarpe grenser og den regionale utbredelse på avsetningene.

Ad 3. Pre- eller syndiagenetisk metasomatose bærer ansvaret for bl.a. den skrittvis dolomitisering av korallrevene i Stillehavet. En ujevn utfelling av kalksedimenter i et basseng kunne tenkes å gi en veksling av dolomit- og kalkspatrike lag: Kalkavleiringene dolomitiseres i den øvre delen i kontakt med havvann før nytt kalkslam overleires, og en ny syklus kan begynne. Ved en slik, noe kunstig sedimentasjonsmodell vil dolomitiseringen gi uregelmessige og uskarpe formasjonsgrenser dersom stofftilførselen ikke er dirigert av andre faktorer også.

En slik faktor kan tendensen til høyere kvartsinnhold i dolomit enn i kalkspatmarmorene være. Forutsettes kvartsen opprinnelig å ha vært klastiske korn som er tilblandet visse stratigrafiske nivå i kalksedimentene, kan dette ha ført til endrede porøsitetsforhold og motstand mot kompresjon i disse lagene. Resultatet er at sjøvann lettere fortsetter å sirkulere i de kvartsrike enn i de kvartsfattige lag.

Teorien gir en rimelig og tilfredsstillende løsning på de vekslende dolomit- og kalkspathorisonter, den konstante laterale mineralsammen-

setning og de skarpe grenser. Derimot gir den dårlig forklaring på hvorfor lagene er såpass rene på enten kalkspat eller dolomit.

Ad 4. Postdiagenetisk dolomitisering er ved siden av reaksjonene nevnt i punkt 3, antatt å være en vanlig dannelsesmåte for dolomiter (Barth, 1962, p. 41). Etter diagenesen og ved begynnende omkrystallisering vil kvartsinnholdet neppe innvirke i noen særlig grad på porøsiteten i lagpakken og Mg-metasomatosen vil få et uregelmessig forløp (J. A. W. Bugge, 1948, p. 100). Uregelmessige dolomitiske partier er ikke observert i Kongsfjell-området.

Ad 5. Ved progressiv metamorfose vil en etter «prinsippet om anrikning av stabile komponenter» og «oppløsningsprinsippet» (Barth, 1962, pp. 294-302) kunne få en differensiering av en opprinnelig kalkspat-dolomitblanding. Kalkspat- og dolomitkrystaller har i kontakt større fri energi enn i kontakt med krystaller av samme sammensetning (Schmalz, 1963, p. 144). Fri energi er med andre ord avhengig av bl.a. kjemisk miljø. Det økede damptrykk som oppstår i en slik mineralblanding vil føre til at dolomit- og kalkspatmarmor etter hvert «renses» for henholdsvis kalkspat eller dolomit (H. Ramberg, 1952, p. 228 og p. 232).

K o n k l u s j o n :

Det er rimelig å anta primær utfeling av kalksediment i sedimentasjonsbassenget. Forskjeller i porøsitet har gitt varierende sirkulasjonsmuligheter for det Mg-bærende sjøvann. Dette har ført til stratigrafiske variasjoner i graden av dolomitisering. Ved diagenese (?) og metamorfose har det inntrådt differensiasjonsprosesser med utgangspunkt i de mineralogisk forskjellige sammensatte lagene. Differensiasjonsprosessen kontrolleres av prinsippet om dannelse av mineralassosiasjoner med lavest mulig fri energi og fører til en «rensing» av de overveiende dolomitiske og overveiende kalkige lag.

De strukturelle undersøkelser av feltet har vist at bergarten er tett isoklinalfoldet. Den repetisjon av lagene som dette har resultert i, har gitt en hyppigere veksling av dolomit- og kalkspatmarmor enn de primære sedimentasjonsforhold og metasomatiske reaksjoner bærer ansvaret for.

2b. Kalksilikatbergarter.

Kalksilikatbergartenes feltmessige opptreden og nøye tilknytning til karbonatbergartene er beskrevet i Kap. I, 1. Kalksilikatbergartene

har vekslende sammensetning og det finnes alle overgangstyper fra rene marmorer til nær monomineralske kalksilikatbergarter. Men ytterleddene er vanligst.

Det forekommer to hovedtyper:

1. Aktinolit-bergarter
2. Diopsid-bergarter

Kvantitativt dominerer diopsid-bergartene, men eksistensen av aktinolit-bergartene har betydning da de alltid synes å forekomme i kontakt med karbonatbergarter, enkelte ganger observert som en skorpe mellom marmor og diopsid-bergarter.

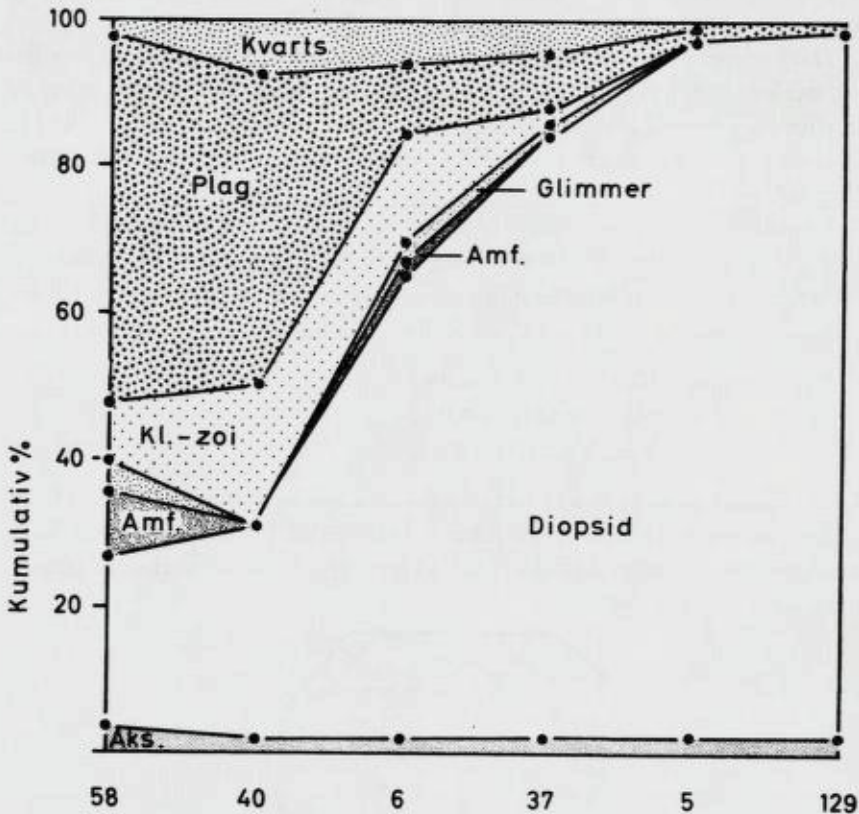


Fig. 46. Modalsammensetningen av kalksilikatbergarter, basert på punkttelling (1000 p.) i slip.

Modal composition of calc silicate rocks based on point counting (1000 p.) of thin sections.

Teksturen er granoblastisk med idiomorfe, uorienterte, stumpe prismer av diopsid eller liste- til nåleformet aktinolit. Foliasjon forekommer bare i plagioklas- og glimmerholdige overgangstyper.

Kornstørrelsen er normalt 1–6 mm, men varierer langt utover disse grenser både oppover og nedover. Stedvis er observert storkornet utvikling (dvs. krystallene >2 cm).

Mineralene.

Den kvantitative sammensetning av typiske kalksilikatbergarter er grafisk fremstilt i Fig. 46. Sammensetningen er basert på punkttelling av slip.

Diopsidisk pyroksen opptrer i 1–6 mm kortprismatiske krystaller og utgjør vanligvis 85 % eller mer av bergarten. Det er utviklet to innbyrdes perpendikulære spalteretninger som er parallelle med $((110))$. Polysyntetiske tvillinger parallelle (100) er vanlige, se skjematisk skisse, Fig. 47.

Krystallene er som regel fargeløse og upleokroitiske, men kan ha svakt rosa eller blek grønn egenfarge. De har høyt relieff og 2. ordens interferensfarger, er optisk positive og har anslått $2V_z \approx 60^\circ$. Utslukningsvinkelen $z:c = 42\text{--}43^\circ$ og krystallene har positiv elongasjon.

$$\begin{aligned} \text{Lysbrytning: } N_z &= 1,708 \pm 0,003 \\ N_x &= 1,680 \pm 0,003 \\ N_z - N_x &= 0,028 \end{aligned}$$

Etter Trøger (1959, p. 63) har pyroksen sammensetningen $\text{Di}_{80}\text{He}_{20}$.

Diopsidisk pyroksen synes ikke å være stabil i assosiasjon med karbonatmineraler, men i et slip (nr. 61) er pyroksen og karbonat observert i kontakt.

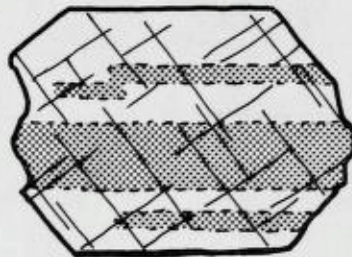


Fig. 47. Polysyntetiske tvillinger i diopsidisk pyroksen, ca. $\times 6$.
Polysynthetic twins in diopsidic pyroxene, about $\times 6$.

Tremolit — *aktinolit* opptrer vanligvis i små mengder, men kan utgjøre over 70 % av bergarten. Kornstørrelsen er 0,8—5 mm. Krystallene er svakt pleokroitiske:

X: fargeløs

Y—Z: blek blågrønn eller grønn

Krystallene er optisk negative, 2V er meget stor. Utslukningsvinkelen $z:c \approx 15^\circ$.

Antagelig er Fe''-innholdet i kalksilikatbergartenes amfiboler noe høyere enn i marmorenes. Dette indikeres også av fargene i håndstykke: lysegrønn i kalksilikatbergartene, hvit til vannklar i marmor.

Plagioklas forekommer i liten, men varierende mengde i anhedrale korn. Tvillingstriper forekommer sjelden. Lysbrytningen er lavere enn canadabalsams. Krystallene er optisk positive med meget stor aksevinkel. *Plagioklasen* er antagelig albit — oligoklas. Krystallene er som regel klare, men med en del mindre inneslutninger.

Klinozoisit (slip 6) og *zoisit* (slip 37) opptrer i flikete eller uregelmessige 0,2—3 mm store, subhedrale korn som oftest i assosiasjon med *plagioklas*.

Kvarts viser vanligvis sterkt undulerende utslukning.

Hvit glimmer opptrer i underordnet mengde. Glimmeren har høyt relieff, høye interferensfarger og er optisk negativ. I slip 5 anslått $2V_x \approx 15^\circ$. Det kan være flogopit.

Biotit og *titanit* opptrer i aksessorisk mengde, men *turmalin* og *erts* (hematit) kan stedvis opptre i betydelige mengder. *Karbonater* er nesten alltid til stede.

D i s k u s j o n.

Bergarter med nær samme mineralogi og feltopptreden, er kjent fra en rekke steder i Nordland. Fra området vest for Børgefjell i Helgeland betegner Gustavson og Grønhaug (1960, p. 37) slike bergarter som reaksjonsskarn. Det er grunn til å anta samme dannelsesmåte for Kongsfjell-området kalksilikatbergarter som de tidligere beskrevne. To dannelsesmåter kan tenkes:

A. Regionalmetamorfose av urene kalksedimenter.

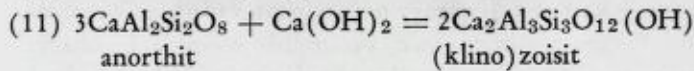
B. Reaksjon mellom silikat- og karbonatbergarter i kontakt.

Antagelig er det en ren omkrystallisering som har foregått, idet H. Ramberg (1944, p. 80) mener at virkelig reaksjonsskarn ikke utvikles før metamorfosen har nådd migmatiseringsstadiet. Kongsfjell-området har deformasjonsgraden ikke resultert i migmatisering annet enn som

helt lokale forekomster. Sammenlignet med reaksjonsskarn fra det syd-norske grunnfjell (Barth, 1928, J. A. W. Bugge, 1943) viser de undersøkte kalksilikatbergarter relativt liten mineralrikdom.

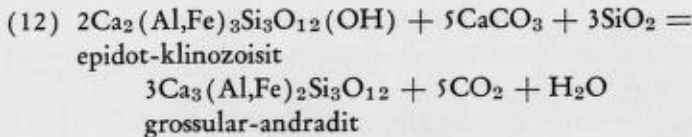
De lokale turmalin- og hematit-konsentrasjonene indikerer at også metasomatiske prosesser stedvis har spilt en rolle ved dannelsen av kalksilikatbergartene.

Noen viktige reaksjoner som antas å ha skjedd ved dannelsen av kalksilikatbergartene skal kort diskuteres. Barth (1962, a p. 254) gir følgende likevektslikning:



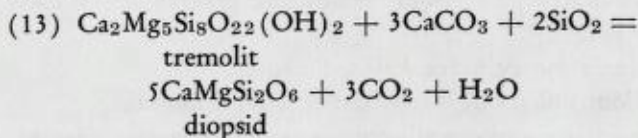
Denne reaksjonen som er en saussuritisering av plagioklas, synes å ha forløpt fullt ut mot høyre. Albitkomponenten (eller sur plagioklas) er utskilt av plagioklasen ved reaksjonen og finnes nå i likevekt med (klimo)zoisit.

På grensen mellom epidot-amfibolit- og amfibolit-facies skal (klimo)zoisit i nærvær av kvarts og kalkspat kunne reagere etter følgende likning:



Granat er overhodet ikke observert i kalksilikatbergartene, derimot forekommer alle mineralene på venstre (lavtemperatur)-siden. Ligningen viser at høye partialtrykk av H₂O og/eller CO₂ også kan drive likevekten over mot venstre side.

Tremolit og diopsid kan være dannet ved reaksjon mellom dolomit og kiselsyre. Tremolit kan også oppstå ved reaksjon mellom kalk og kiselsyre og tidligere dannede Mg-rike mineraler som talk. Viktigere er imidlertid reaksjonen:



Denne reaksjonen benytter H. Ramberg (1952, p. 147) som definisjon for grensen mellom epidot-amfibolit- og amfibolit-facies. Opp-treden av tremolitskorper mellom marmor og diopsid-bergart tyder på

at lavtemperatursiden (venstre side) er den stabile i Kongsfjell-området. Også her spiller CO_2 - og H_2O -trykk en rolle, grensen mellom de to facies er derfor ikke bare definert ved tørt trykk og temperatur.

Skapolit er ikke observert, men kan dannes av plagioklas ved høyt CO_2 -trykk (H. Ramberg, 1943, p. 84). Omvandling av plagioklas til (klino)zoisit og ikke skapolit, kan derfor skyldes utilstrekkelig Pco_2 i kalksilikatbergartene p.g.a. sprekkedannelse hvor CO_2 har kunnet diffundere ut. Strukturundersøkelsen har vist at mindre bevegelsesoner ofte er knyttet til karbonatbergartene.

3. Amfiboliter.

Av feltbeskrivelsen fremgår det at amfibolit i det undersøkte felt kan deles i tre hovedtyper:

Felttype 1: Noe skifrig, ti til flere hundre meter tilsynelatende mektige horisonter i glimmerskifer. Omfatter samtlige amfiboliter i Kongsfjell-gruppen.

Felttype 2: Utpreget skifrig granat-biotit-amfibolit. 30–60 m tilsynelatende mektige horisonter i veksel med glimmerskifer og marmor. Anders Larsa-gruppen.

Felttype 3: Smale, 10 cm–2 m, konkordante lag som oftest i tilknytning til marmor. Type 3 opptrer stedvis i assosiasjon med tynne, sure lag ganger. Anders Larsa-gruppen.

Kvantitativt dominerer type 1. Tab. VIII viser to analyser av denne bergarten. Mesonormen er utregnet (Barth, 1962, p. 339) og sammenlignet med modalanalyser basert på punkttelling i slip. Det fremgår av tabellen at det ikke er kvantitativ overensstemmelse mellom normberegning og modalanalyse når det gjelder sum saliske og sum femiske mineraler. Selv om en regner modal-mineralet epidot-klinozoisit som en Fe-fri klinozoisit og slår det sammen med de andre saliske mineraler, blir fortsatt sum saliske mineraler lavere for modalanalysen enn for normmineralene. Det er derfor sannsynlig at det inngår aluminium og noe større mengder alkalier i hornblenden enn normen tilsier.

Fig. 48 gir en kumulativ fremstilling av den modale sammensetning av de forskjellige amfibolittyper. Tab. IX viser innholdet av Ti og Zr i 16 amfiboliter tilhørende de forskjellige felttyper.

Mikroskopisk beskrivelse:

T e k s t u r e n : Snitt parallelt foliasjonsplanet viser en fin- til middelskornet nematoblastisk tekstur. Snitt normalt på minerallineasjonen har en panidiomorf-jevnskornet og retningsløs tekstur.

Tab. VIII. Kjemiske analyser, mesonorm og modalsammensetning av amfibolitt.

- a. Prøve nr. 69, Bugtliklubben. Våtkjemisk analysemetode.
 b. Prøve nr. 142, Kongsfjell (topp 1056). Røntgenspektrografisk analyse, bortsett fra FeO som er bestemt titrimetrisk og alkaliene som er bestemt på flamme-fotometer.

Chemical analyses, mesonorms, and modal compositions of amphibolites.

- a. Sample no. 69, Bugtliklubben. Wet chemical analysis.
 b. Sample no. 142, Kongsfjell (top 1056). X-ray fluorescence spectrography, except for FeO (titrimetrically) and the alkalis (flame photometrically).

| | Vekt % | Kation % | Mesonorm | | Modalanalyse | |
|--------------------------------|--------|----------|----------|-------|---------------------|-------|
| a) SiO ₂ | 49,34 | 46,7 | Or | — | Kvarts | 3,2 |
| TiO ₂ | 1,28 | 0,9 | Ab | 17,5 | Plagioklas | 18,8 |
| Al ₂ O ₃ | 12,89 | 14,4 | An | 23,6 | (An ₄₀) | |
| Fe ₂ O ₃ | 2,74 | 1,9 | Σ salisk | 41,1 | Σ salisk | 22,0 |
| FeO | 8,78 | 6,9 | Bi | 3,4 | Ep.-kl.zoi. | 4,6 |
| MnO | 0,13 | 0,1 | Act | 17,8 | Biotit | 0,2 |
| MgO | 9,90 | 14,0 | Ed | 16,0 | Amfibol | 72,0 |
| CaO | 9,93 | 10,1 | Hy | 16,0 | Rutil | 1,2 |
| Na ₂ O | 2,43 | 4,5 | Ti | 2,7 | | |
| K ₂ O | 0,31 | 0,4 | Mt | 2,8 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,1 | Ap | 0,2 | | |
| H ₂ O± | 1,99 | | Σ femisk | 58,9 | Σ femisk | 78,0 |
| Sum | 99,83 | 100,0 | | 100,0 | | 100,0 |
| b) SiO ₂ | 49,40 | 47,0 | Or | 3,0 | Kvarts | 4,6 |
| TiO ₂ | 1,88 | 1,3 | Ab | 17,5 | Plagioklas | 14,6 |
| Al ₂ O ₃ | 11,05 | 12,4 | An | 17,6 | (An ₃₇) | |
| Fe ₂ O ₃ | 4,72 | 3,4 | Σ salisk | 38,1 | Σ salisk | 19,2 |
| FeO | 8,90 | 7,1 | | | | |
| MnO | 0,24 | 0,2 | Act | 32,5 | Ep.-kl.zoi. | 16,4 |
| MgO | 8,11 | 11,6 | Ed | 19,2 | Amfibol | 61,8 |
| CaO | 11,50 | 11,7 | Ti | 3,9 | Karbonat | 1,2 |
| Na ₂ O | 2,55 | 4,7 | Mt | 5,1 | Rutil | 1,2 |
| K ₂ O | 0,50 | 0,6 | | | Erts | 0,2 |
| H ₂ O± | 1,57 | | Σ femisk | 61,9 | Σ femisk | 89,8 |
| Sum | 100,42 | 100,0 | | 100,0 | | 100,0 |

Mineralene:

Amfibol utgjør hovedmineralet i alle typer og forekommer alltid i euhedrale, elongerte prismer. To spalteretninger skjærer hverandre med $\sim 60^\circ$ vinkel.

Amfibolen har grønn egenfarge og følgende absorpsjonsfarger:

X – blek gulgrønn

Y – lys grønn

Z – grønn

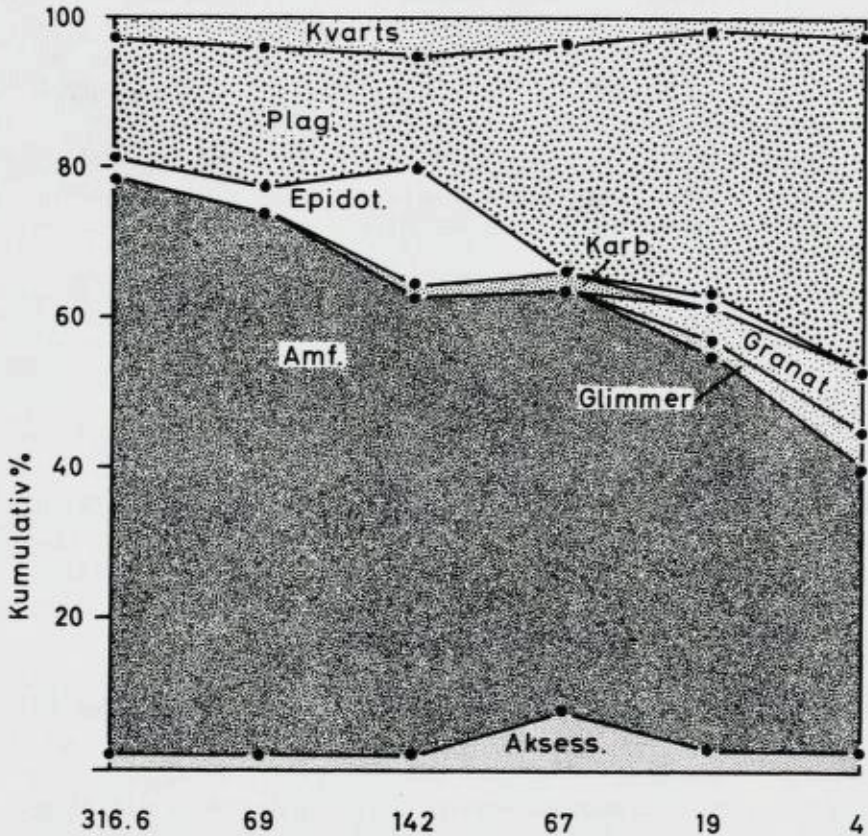


Fig. 48. Modalsammensetningen i amfiboliter basert på punktelling (1000 p.) i slip. Prøvene 316—6, 142 og 69 tilhører feltype 1, prøvene 4 og 19 feltype 2 og prøve 67 feltype 3.

Modal composition of amphibolites based on point counting (1000 p.) of thin sections. The samples 316—6, 142 and 69 belong to field type 1, the samples 4 and 19 to field type 2, and sample 67 to field type 3.

Optisk negativ, anslått $2V_x \approx 75^\circ$ og utslukningsvinkel $z:c = 15-18^\circ$. Fra prøve 142 er det foretatt lysbrytningsbestemmelse på spaltestykker som hviler på ((110)):

$$n_1 = 1,663 \pm 0,003$$

$$n_2 = 1,672 \pm 0,003$$

Amfibolen er den samme i alle tre felttyper og de optiske data viser at amfibolen er en *hornblende* av nær samme sammensetning som hornblenden i glimmerskiferene (se p. 85).

Plagioklas er det annet hovedmineral i amfibolitene og opptrer i anhedrale 0,3–1,5 mm store korn. Et karakteristisk trekk er at tvillinger forekommer meget sjelden. Når de forekommer er utslukningen ofte meget uskarp. Michel Lévy's metode er derfor uegnet til bestemmelse av An-innholdet i plagioklas i amfibolitene.

Plagioklasen har lysbrytning \geq canadabalsam. Vanligvis er plagioklasen optisk negativ med meget stor aksevinkel. Noen krystallkjerner er imidlertid optisk positive og har høyere lysbrytning enn randen. Dette skyldes at plagioklasen ofte er normalsonert.

Ved å velge korn som gir et sentrert aksebilde har det ved tilstedeværelsen av selv meget diffuse albittvillinger vært mulig å måle utslukningsvinkelen:

$$x: (010) = 9-13^\circ \longrightarrow \text{An}_{38-42}$$

$$z: (010) = 10-20^\circ \longrightarrow \text{An}_{28-38} \text{ (Winchell, 1951, p. 262)}$$

Vanligst i kjernen synes An_{38-40} . Den surere rand kan være meget bred. Det er en tendens til mer basiske plagioklaskjerner i amfibolit-type 3 enn i 1 og 2.

Plagioklasen er som oftest uomvandlet og uten meget inneslutninger. I enkelte slip forekommer epidot-klinozoisit karakteristisk i assosiasjon med plagioklas.

Kvarts opptrer i underordnet mengde i 0,5–1 mm store, anhedrale korn med moderat undulerende utslukning. Kvarts er relativt mer sjelden i type 2 og viser her sterkt undulerende utslukning.

Biotit forekommer i aksessorisk mengde i type 1 og 3, men utgjør 5–10 % av type 2. Biotiten opptrer i 0,2–0,8 mm store flak. Egenfargen er brun. Den forekommer hyppig langs korn grensene og sprekker i hornblenden.

Granat forekommer i biotit-amfiboliten (type 2) som små, avrundete 0,4–1 mm store porfyroblaster. Granat opptrer også i amfiboliten i de vestligste delene av Kongsfjell-gruppen (type 1).

Granatporfyroblastene har ofte kjernen fylt av inneslutninger mens

Tab. IX. Ti- og Zr-innhold i amfiboliter, bestemt ved røntgen-fluorescens spektrografi.

Ti- and-Zr-content of amphibolites by X-ray fluorescence spectrography.

| Felttype | Prøve nr. | Lokalitet | % Ti | ppm Zr |
|----------|-----------|------------------------------|------|--------|
| 2 | 7 | Kjøkkenbukta | 0,68 | 223 |
| 2 | 19 | SE på Anders Larsafjell | 0,63 | 56 |
| 2 | 63 | Fjellavlien | 0,55 | 53 |
| 3 | 67 | Kroksevmoen | 1,92 | 186 |
| 1 | 69 | Buktliklubben | 0,67 | 51 |
| 1 | 73 | W på Anders Larsafjell | 1,33 | 223 |
| 3 | 85 | Skalevann | 1,99 | 252 |
| 3 | 87 | SE på Simafjell | 1,96 | 265 |
| 3 | 108 | Lenningvik | 1,92 | 230 |
| 1 | 121 | Nonhaugen | 0,89 | 86 |
| 1 | 125 | Kongsdalen | 1,47 | 164 |
| 1 | 142 | Kongsfjell (1056) | 1,13 | 128 |
| 1 | 149 | Kjøkkenbukttjernet | 1,33 | 154 |
| 1 | 151 | W for Skravelberg | 0,83 | 119 |
| 1 | 159 | Bleikvasslia | 1,01 | 117 |
| 1 | 178 | Bleikvassforsen | 0,97 | 84 |

resten av krystallen er inklusjonsfri. Sammensetningen er en almandin av omtrent samme type som i glimmerskiferene. Fra en granat-biotit-amfibolit fra Anders Larsa-gruppen er granatene utseparert og analysert, se Tab. XVIII.

Epidot-klinozoisit opptrer i alle typer. Krystallene er subhedrale til euhedrale. Fe-innholdet varierer noe, enkelte slip har epidot med middels høye interferensfarger, høyt relieff og optisk negativ, andre har klinozoisit med lavere relieff og optisk positiv.

Mikroklin er observert i en sterkt foldet amfibolit av type 2 og i assosiasjon med biotit.

Klorit (grønn) forekommer, som regel i mikroskopiske sprekker.

Opak erts forekommer særlig rikelig i type 3. Sammen med erts opptrer meget vanlig *titanit* som en uregelmessig rand rundt ertsen. Dette kan indikere at ertsen er ilmenit. *Rutil* er konstant aksessorisk mineral i type 1, *apatit* i type 2 og 3. *Karbonat* og rundaktige korn av *zirkon* er observert.

Tab. X gir en summarisk oppstilling av de kvantitativt underordnede mineralenes fordeling og opptrøden i de forskjellige amfibolittyper.

Tab. X. Relativ opp treden av kvantitativt underordnede mineraler i de forskjellige amfibolitt-typer.
Relative amounts of minor minerals in the three types of amphibolite distinguishable in the field.

| Mineraler | Type 1 | Anders Larsa-gruppen | |
|-------------------------------|--------------------|----------------------|--------|
| | Kongsfjell-gruppen | Type 2 | Type 3 |
| Kvarts | xx | x | x |
| Biotit | — | x | — |
| Granat | — | x | — |
| Ep.- (klino) zoisit | xx | x | — |
| Mikroklin ^{y)} | — | x | — |
| Klorit ^{z)} | — | — | — |
| Karbonat | — | — | x |
| Erts | x | x | xx |
| Rutil | x | — | — |
| Titanit | — | x | x |
| Apatit | — | x | x |
| Zirkon | — | — | — |

Tegnforklaring { xx relativt mye
 x relativt lite
 — er observert

y) forekommer kun i slip 57

z) forekommer alt overveiende som sprekkefylling

Diskusjon:

Det er stadig et problem for petrologen å finne frem til gyldige kriterier for å skille mellom ortho- og para-amfibolitter. Walker, Joplin, Lovering and Green (1960) har angrepet problemet ved seks forskjellige undersøkelsesmetoder: Studium av feltrelasjoner, teksturen, mineralogien, hovedelementene, sporelementene og bergartsmagnetismen. Ifølge forfatterne selv ga ingen av metodene sikre kriterier, men to konklusjoner av deres arbeid skal understrekes:

1. Metamorfe, basiske magmatiske bergarter og Ca-Mg-rike sedimenter som i liten grad er påvirket av metasomatiske prosesser, har enkelte diagnostiske trekk, spesielt i sitt sporelementinnhold.

2. Overveiende metasomatiske bergarter synes å konvergere mot en amfibolitttype med egenskaper som ikke angir deres opprinnelse.

Heier (1962) har benyttet sporelementinnholdet i amfibolitter fra Langøy, Vesterålen, og har påvist at i hvert fall en del av amfibolitene er av sedimentær opprinnelse.

Disse erfaringene er anvendt på Kongsfjell-området amfiboliter. Veksling av lysere og mørkere mineralbånd i amfibolitene og mikroklininnhold i intense foldesoner kan skyldes lokal stofftransport, dvs. differensiasjon og K_2O -tilførsel. Det er likevel lite som tyder på at amfibolitene er dannet ved overveiende metasomatiske prosesser. Det er derfor foretatt analyse på Ti og Zr (se Tab. IX). Begge elementene har vært benyttet ved differensiering mellom ortho- og para-amfiboliter (Evans and Leake, 1960).

I Fig. 49 er Ti/Zr-forholdet grafisk fremstilt. Det fremgår av figuren:

a) Det er et relativt konstant forhold mellom Ti- og Zr-innholdet i amfibolitene.

b) Ti/Zr-forholdet i samtlige amfiboliter er større enn Ti/Zr-forholdet i gruveområdets disthen-gneiser som er undersøkt for sammenlignings skyld. Disse gneisene oppfattes som sikre metasedimenter (p. 127).

c) Amfibolitanalysene grupperer seg med én unntagelse i tre grupper som faller sammen med de tre felttypene. Således har den største gruppen, felttype 1, et Ti-innhold på 0,9–1,5 % (1,4–2,5 % TiO_2), granat-biotit-amfiboliten (type 2) pluss prøve 69: ca. 0,6 % og de smale, konkordante horisonter i marmor (type 3): ca. 2,0 %. Zr-innholdet forandres i samme forhold.

Evans and Leake (1960, p. 356 og p. 360) antar at et Ti-innhold større enn 1,0 % (1,5 % TiO_2) indikerer magmatogen, inklusive tuffogen dannelse, mens lavere Ti-innhold peker hverken i den ene eller annen retning. Felttype 1 og 3 kan på denne bakgrunn ha magmatogen (tuffogen) opprinnelse. I en senere artikkel fremhever imidlertid Leake (1964, p. 239) at ved å foreta en serie analyser og studere de forskjellige «trends» som fremkommer, kan en bedre skille mellom ortho- og para-amfiboliter. I foreliggende tilfelle synes samtlige analyser å følge klart et definert «trend». Tatt i betraktning det meget høye TiO_2 -innhold i enkelte av amfibolitene, er det derfor rimelig å anta at alle felttypene helt eller delvis er dannet ved magmatiske prosesser. Forskjeller i absolutt Ti- og Zr-innhold kan skyldes større eller mindre tilblending av annet (pelitisk) materiale. Den gradvise overgang mellom amfibolit og glimmerskifer ved Jørentind (se p. 16) tyder også på at det har foregått blanding av pelitisk og tuffogent, basisk materiale.

Samme tendens viser hovedelementene. Dersom en plotter analyse-

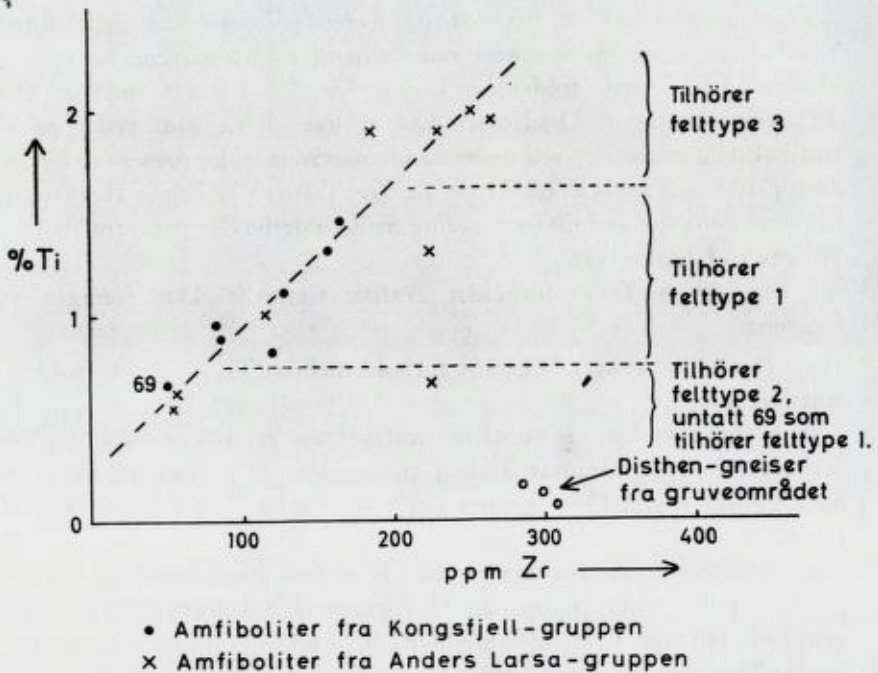


Fig. 49. Grafisk fremstilling av Ti/Zr-forholdet i amfibolitene.
 Graphical representation of the Ti/Zr-ratio in the amphibolites.

resultatene i Walker et al.'s (1960, pp. 162-163) to trekantdiagram, faller plottene i begge tilfelle i eller nær «igneous field», Fig. 50. Intrusive grenser er ikke observert, men assosiasjon av amfibolit og fin-kornige, sure lagerganger (se p. 15) synes å støtte de kjemiske data. Det samme gjør amfibolitenes brå utkilinger og stedvis store mektigheter (se hovedkartet). Andre feltevidenser hverken styrker eller avsvækker teorien om magmatisk opprinnelse.

Williams, Turner and Gilbert (1962, p. 242) gir en generell oversikt over karakteristisk mineralinnhold i antatt magmatogene og sedimentogene amfiboliter. Sammenligning med mineralinnholdet i de aktuelle amfiboliter gir ingen klare indikasjoner. Snarere gjelder det at mineralinnholdet, særlig i type 1 og 2, representerer en mellomting mellom de rene magmatogene og de rene sedimentogene amfiboliter. Det skal imidlertid understrekes at diopsidisk pyroksen som ansees som typisk for amfiboliter derivert av Ca-Mg-rike sedimenter ikke er observert i noen av felttypene.

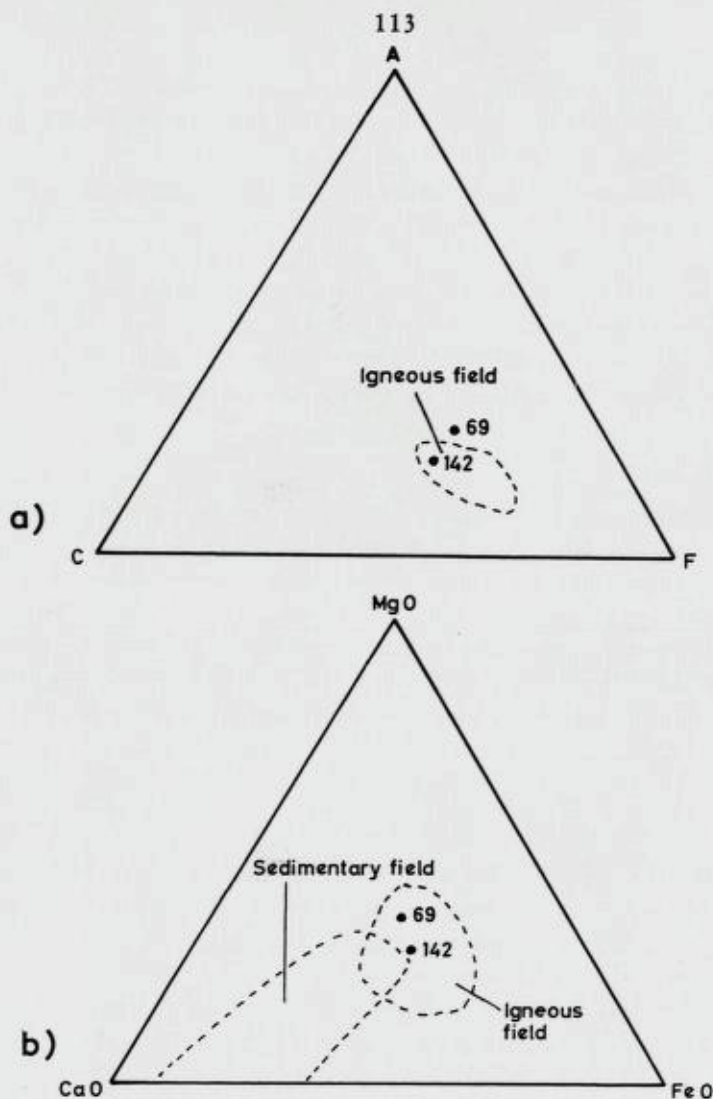


Fig. 50. Amphiboliter fra Kongsfjell-gruppen satt inn i to diagram hentet fra Walker, Joplin, Lovering and Green (1960 pp. 162—163):

- Modified ACF-diagram. $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. $C = \text{CaO}$ (korrigert for P_2O_5), $F = \text{MgO} + \text{totalt Fe}$ (som FeO , unntatt jernoksyd til mt og il).
- MgO-CaO-FeO -diagram. Oksydene er gitt i vekt%. Totalt Fe er omregnet til FeO .

Amphibolites from the Kongsfjell Group plotted on two diagrams from Walker, Joplin, Lovering, and Green (1960 pp. 162—163).

- Modified ACF-diagram. $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. $C = \text{CaO}$ (corrected for P_2O_5), $F = \text{MgO} + \text{total Fe}$ (except iron oxide in mt and il).
- MgO-CaO-FeO -diagram. The oxides are in weight%. Total Fe is recalculated to FeO .

Opptreden av normalsonert plagioklas indikerer at i hvert fall den avsluttende termiske historie har vært felles for amfiboliten og glimmerskiferene, (se om disse Kap. IV, 1).

Den mineralogiske forskjell mellom granat-biotit-amfiboliten (type 2) og feltpene 1 og 3, kan delvis være strukturelt betinget. Under henvisning til japanske arbeider (F. Shidô) tolker Kalsbeek (1962, p. 94) granatinnhold i amfiboliter som en høytrykksindikator. Er dette riktig, overensstemmer det godt med feltpene 2's utpregede skifrighet, biotitinnhold, sterkt undulerende kvarts og beliggenhet nær den antatte skyvesone mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen.

K o n k l u s j o n :

Diskusjonen peker i retning av magmatisk, antagelig ekstrusiv dannelse for samtlige feltpener. De kjemiske og mineralogiske forskjeller mellom feltpene kan forklares dels ved tektoniske hendelser, dels ved at de antatte pyroklastiske, basiske avsetningene kan være tilblandet større eller mindre mengder pelitisk materiale. De reneste basiske ekstrusive dannelser finnes derfor i miljø med lite pelitisk materiale, nemlig i tilknytning til karbonatavsetningene i Anders Larsa-gruppen (feltpene 3).

4. Meta-peridotit

I amfiboliten i Skaret opptrer en linseformet, ufoliert klebersten. Den vil bli nærmere behandlet i en senere artikkel. Her skal bare mineralogien og omdannelsesprosessene berøres kort.

Mineralene i kleberstenen er:

Karbonater (ca. 30 %) hovedsakelig magnesit og dolomit.

Talk (ca. 27 %) i anhedrale flak eller større polykrystalline aggregater. $2V_x \approx 10^\circ$ og 3. ordens interferensfarger.

Klorit (ca. 35 %). Grå interferensfarge, $2V \approx 0^\circ$, optisk positiv, noe skjev utslukning, lys grønn egenfarge og pleokroisme. Det er muligens klinoklor.

Rombisk amfibol (ca. 5 %), særlig langs sprekkesoner. Små, elongerte prismer, rombisk krystallomriss i snitt perpendikulært c-aksen. Minerale er fargeløst, har rett utslukning i snitt parallelt (010), er optisk positiv og har anslått $2V_z \approx 75^\circ$. Det er antagelig antofylit.

Opak erts (magnetit). Perfekte oktaeder, opptrer særlig i soner rike på talk og amfibol.

Mellom kleberstenen og den omgivende amfibolit og rundt xenoliter av omdannet amfibolit i kleberstenen, opptrer alltid en overgangssone fra noen cm opp til et par meter tykk. Denne overgangssonen, eller reaksjonssonen består av:

| | | |
|--------------------------|---|---|
| Talk | } | Hovedmineraler |
| Klorit | | |
| Klinozoisit-epidot | | |
| Zoisit | } | Som regel i underordnede mengder. Stråleformet aktinolit kan stedvis utgjøre opp til 80 % av bergarten. |
| Plagioklas (An_{38}) | | |
| Albit | | |
| Hornblende | | |
| Aktinolit | | |
| Biotit | | |
| Turmalin | | |
| Korund | | |
| Hvit glimmer | | |

Bare de tre siste mineralene skal omtales nærmere.

Turmalin forekommer lokalt meget rikelig og kan observeres mesoskopisk som sorte opp til 5 cm lange enkeltprismer eller som stråleformede aggregater. Turmalin er også iaktatt som finkornige masser i 2—3 cm brede ganger eller årer i kontaktsonen. Minerallet har pleokroisme ($\bar{\omega}$ -olivengrønn, ϵ -grågul), høyt relieff og er optisk énakset, negativ. Antagelig *schorlit*.

Korund opptrer i hvite til vannklare cm-store uregelmessig korroderte, heksagonale prizmer. Ofte inneholder korunden en sentral kjerne parallelt c-aksen, av dyp blå safir (Fig. 51). I ett tilfelle er det også funnet en 3 mm stor, uregelmessig begrenset, rød og gjennomskinnelig korund («rubin»).

Korunden har meget høyt relieff, er optisk énakset, negativ og de blå varianter viser sterk pleokroisme:

ω — berlinerblå

ϵ — blek grønn

Krystallene viser parting parallelt romboederflatene.

Margarit. Hvit glimmer forekommer i tette masser sammen med klinozoisit rundt korund og som mindre flekker spredt rundt i slipet. Det er separert ut noen få større krystaller, tilstrekkelig til å kunne identifisere minerallet som margarit: Krystallene har aksevinkel $2V_x = 45-50^\circ$ og er optisk negative. Lysbrytning på spalteflak: $1.635 < \beta$ & $\gamma < 1.653$



Fig. 51. Korrodert prisme av korund med kjerne av blå safir. Krystallen er ca. 5 mm i diameter.

Corroded prism of corundum with a core consisting of blue sapphire. The diameter of the crystal is about 5 mm.

Xantofylit og clintonit har høyere lysbrytningsverdier, paragonit og muskovit lavere.

Diffraksjonsopptak viser at glimmeren har en $2M_1$ -struktur (Brown, 1961, p. 215).

Weissenberg-opptak har gitt den monokline vinkel $\beta = 95^\circ \pm 2^\circ$. Opptaket er imidlertid relativt dårlig, og kantlengdene er beregnet ved hjelp av diffraksjonsopptaket. Diffraksjonsopptaket er indisert og d-verdiene målt og kalkulert. Kantlengdene er beregnet på grunnlag av refleksjoner fra områder på filmen hvor differensen ($d_{\text{målt}} - d_{\text{kalk}}$), dvs. den systematiske feil er liten.

Margaritens kantlengder:

$$a_0 = 5.10 \text{ \AA}$$

$$b_0 = 8.83 \text{ \AA}$$

$$c_0 = 19.22 \text{ \AA}$$

Usikkerheten er anslått til $\pm 0.04 \text{ \AA}$ og målingene er derfor ikke av høy presisjon. Mer presise bestemmelser vil bli foretatt senere. Det kan likevel være av betydning at akseverdiene synes systematisk å være noe lavere enn dem som er oppgitt i f.eks. Deer, Howie, and Zussmann (1963, Vol. III, p. 95). Den monokline vinkel er den samme som hos Deer, Howie, and Zussmann, mens f.eks. Struntz (1957, p. 304) oppgir $\beta = 100^\circ 48'$.

Margarit er tidligere beskrevet fra Norge av Eskola (1921) i eklogit på Sunnmøre. I kontakt med korund har imidlertid Sæbø (pers. medd.) funnet paragonit i Råna-gabbroen. Barth (pers. medd.) har funnet en Na-muskovit i Seilands plumasit-pegmatiter, mens C. Bugge (1951, p. 80) har beskrevet phengit-muskovit i assosiasjon med rødbrun korund på Nes, Romerike.

D i s k u s j o n.

Under avsnittet «Caledonian intrusive and extrusive igneous rocks» skriver Strand (1960 i Holtedahll, s. 176): «Ultrabasic peridotitic rocks are common as lense-shaped bodies of size varying from a few meter to some kilometers. Most of them are dunites or saxonites (with enstatite) and are rich in magnesia, . . . they are very often metamorphosed into serpentinites and more rarely further transformed into soapstones rich in talc. The most probable interpretation of the genesis of the peridotites in question is that olivin and other early formed crystals were squeezed out of ascending bodies of gabbro magma.»

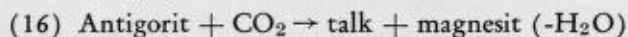
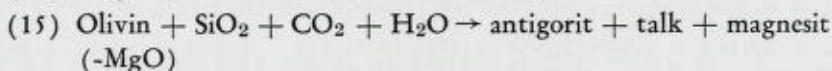
En slik dannelsesmåte er rimelig å anta også for kleberstenen i Skaret. Det er imidlertid ikke sannsynlig at kleberstenen er derivert av den omgivende amfibolit, da denne neppe er metamorfosert gabbro, men antas å være ekstrusive dannelser (se p. 114). Denne tolkning støttes også av opptreden av smale marmor- og glimmerskiferhorisonter i amfiboliten (se hovedkartet). Metaperidotiten er i såfall antagelig en syntektonisk intrusjon. Dens strukturelle posisjon i dag kan også være tektonisk betinget. Kalsbeek (1962, s. 57) antar at linseformede legemer av nær samme sammensetning og opptreden som den ovenfor beskrevne, representerer tektoniske inklusjoner.

Peridotitiske bergarter utsettes lett for omkrystallisering. Den viktigste faktor i metamorfosen er vanntrykk (Williams, Turner and Gilbert, 1954, p. 223). Graden av omvandling:

peridotit, dunit \rightarrow serpentinit \rightarrow klebersten, kloritskifer

er derfor et grovt mål for H_2O -aktiviteten under og etter deformasjonen. Ved tørt trykk vil en peridotit utsatt for skjær rekrystallisere olivin og pyroksen.

Williams, Turner og Gilbert (op. cit., p. 224) skisserer en del sannsynlige reaksjoner som tilsammen gir klebersten som sluttprodukt:



Ved høyere Al_2O_3 -innhold vil reaksjonene gi klorit istedenfor antigorit, noe som antagelig er tilfelle i Skaret. De to ligningene (16) og (17) er hva HTurner og Verhoogen (1960, p. 579) betegner som steatisering av tidligere dannet serpentinit. Mens serpentinisering i enkelte tilfelle kan skyldes autometasomatiske prosesser, skyldes steatisering tilførsel av større mengder H_2O , CO_2 og oppløst CaO . Meta-peridotitens høye talk- og karbonatinnhold viser derfor at hydrotermal/pneumatolytiske prosesser har vært aktive. De lokale konsentrasjoner av turmalin indikerer også en stofftilførsel da B alltid opptrer i meget små mengder i uomvandlede peridotiter.

Reaksjonssonen rundt meta-peridotiten går ofte gradvis over i den omgivende amfibolit. Sonen kan være dannet ved de samme hydrotermale prosesser som har omvandlet peridotiten. Men også andre tolkninger kan tenkes. Strand (1951, p. 74) skriver i forbindelse med kleberstenslinsene på Otta: «The soapstone are separated from their side rock by a zone of chlorite schist, which must have formed by an exchange of material between the original serpentine and the side rock (a greenstone or a micaschist).»

Opp treden av korund i reaksjonssonen kan forklares ved at det er oppstått kiselsyreunderskudd i amfiboliten i kontakt med metaperidotiten. Andre dannelsesmåter er også mulige. Fra korundforekomstene ved serpentiniserte peridotiter i Buck Creek, North Carolina, foreslår Hadley (1949, p. 118) hydrotermal «replacement» av dunit heller enn en desilifikasjonsprosess som forklaring på korundens dannelse. Til støtte for denne antagelse peker Hadley på forekomsten av typiske hydrotermalminerale som aktinolit, klorit og talk. Hvilke av disse prosesser — om noen av dem — som har ført til dannelse av korund i Skaret er usikkert. Undersøkelsen viser imidlertid at hydrotermale

Tab. XI. Kjemisk analyse*) av fire disthen- og staurolitgneiser, Bleikvassli.
Chemical analyses) of four kyanite- and staurolite gneisses, Bleikvassli.*

| Bergarts prøve nr. | 233 | | 239 | | 250 | | 253 | |
|--------------------------------|--------|---------|-------|---------|--------|---------|--------|---------|
| | Vekt% | Kation% | Vekt% | Kation% | Vekt% | Kation% | Vekt% | Kation% |
| SiO ₂ | 73,6 | 70,2 | 75,1 | 70,5 | 73,8 | 69,8 | 68,7 | 64,9 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,2 | 0,34 | 0,2 | 0,27 | 0,2 | 0,47 | 0,4 |
| Al ₂ O ₃ | 11,95 | 13,4 | 11,70 | 12,9 | 11,65 | 13,0 | 13,30 | 14,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,17 | 1,6 | 1,20 | 0,8 | 1,07 | 0,8 | 2,02 | 1,4 |
| FeO | 1,94 | 1,5 | 1,29 | 1,0 | 2,52 | 2,0 | 3,80 | 3,0 |
| MnO | 0,05 | — | 0,02 | — | 0,04 | — | 0,06 | 0,1 |
| MgO | 4,72 | 6,8 | 5,90 | 8,3 | 5,05 | 7,2 | 4,90 | 6,9 |
| CaO | 1,57 | 1,6 | 0,95 | 1,0 | 1,40 | 1,4 | 1,70 | 1,7 |
| Na ₂ O | 1,68 | 3,1 | 2,07 | 3,8 | 1,83 | 3,3 | 2,07 | 3,8 |
| K ₂ O | 1,28 | 1,6 | 1,23 | 1,5 | 1,94 | 2,3 | 2,48 | 3,0 |
| Glødetap | 0,51 | | 0,71 | | 1,02 | | 0,59 | |
| | 100,11 | 100,0 | 99,97 | 100,0 | 100,60 | 100,0 | 100,09 | 100,0 |

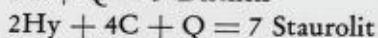
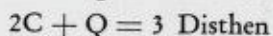
*) Analysen er utført ved hjelp av røntgenspektrograf. FeO er bestemt titrimetrisk, alkaliene på flammefotometer. Glødetap er korrigert for oksydering av FeO til Fe₂O₃ under forutsetning av at oksydasjonen har foregått fullstendig.

Tab. XII. Mesonorm for de fire disthen- og staurolitgneisene i Tab. XI.
Mesonorms of the four kyanite- and staurolite gneisses in Tab. XI.

| Bergarts- prøve nr. | 233 | | 239 | | 250 | | 253 | |
|--------------------------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|
| Sum saliske mineraler | Q | 50,1 | Q | 48,4 | Q | 48,5 | Q | 41,0 |
| | Ab | 15,5 | Ab | 19,0 | Ab | 16,5 | Ab | 19,2 |
| | An | 7,0 | An | 4,0 | An | 6,0 | An | 6,5 |
| | C | 5,9 | C | 6,0 | C | 5,0 | C | 5,4 |
| | | 78,5 | | 77,4 | | 76,0 | | 72,1 |
| Sum femiske mineraler | Bi | 13,7 | Bi | 12,0 | Bi | 18,4 | Bi | 24,0 |
| | Hy | 4,8 | Hy | 8,8 | Hy | 3,8 | Hy | 0,6 |
| | Mt | 2,4 | Mt | 1,2 | Mt | 1,2 | Mt | 2,1 |
| | Ti | 0,6 | Ti | 0,6 | Ti | 0,6 | Ti | 1,2 |
| | | 21,5 | | 22,6 | | 24,0 | | 27,9 |
| Sum | 100,0 | | 100,0 | | 100,0 | | 100,0 | |

mesonormen. Det er imidlertid en tendens til høyere jern- og alkaliinnhold i disthen-staurolit-gneisen enn i de andre typene. Men K_2O -, Al_2O_3 og jerninnholdet er for samtlige klart lavere enn for den vanlige granat-disthen-glimmerskiferen (se Tab. II).

Mineralogisk adskiller de tre typene seg mer enn de gjør kjemisk. Den kloritrike bergarten (type 3) viser seg i mikroskop å bestå av kvarts, plagioklas, mørk og lys glimmer, klinozoisit, noe staurolit, klorit og andre sekundærprodukter). Bergarten er meget omvandlet og viser tydelig spor etter mekanisk deformasjon. Den egner seg derfor mindre godt til punktting i slip. I Tab. XIII er imidlertid gitt modalanalyse for disthen-gneisene og for staurolit-disthen-gneisen. Modalanalysene er sammenlignet med en modifisert mesonorm. Modifiseringen består av tilnærming til den modale sammensetning etter ekvivalentligningene:



Symbolene er forklart og definert i Barth (1962, s. 66–67).

Fra Tab. XIII er det klart at det er dårlig overensstemmelse mellom den modifiserte normen og modalanalysen. De mest fremtredende trekk er at normen gir for meget plagioklas og (Mg, Fe)-silikat (Hy), men for lite Al-silikater. Ved forgyves forsøk på å *beregne* en modalsammensetning på grunnlag av kationprosenten, viser det seg at den manglende overensstemmelse vesentlig har to årsaker:

- a. For lite K_2O i forhold til observert modalsammensetning.
- b. I noe mindre grad: For meget Na_2O og CaO .

Ved å redusere normens plagioklasinnhold til vi får overensstemmelse med modalanalysen, vil vi få Al_2O_3 og SiO_2 til å danne de observerte kvanta Al-silikater. Noe Na_2O og CaO må derved inngå i de øvrige mineraler, dvs. i glimmer. Dette er en indikasjon på at en del av den hvite glimmer — og da først og fremst den som «kanter» disthenkrystallene — er paragonit eller margarit. Videre kan det utilstrekkelige K_2O -innhold være en indikasjon på at det har foregått en utlutning av K-glimmeren. En slik utlutning kan nettopp tenkes å forekomme i forbindelse med skyvesoner og økt vannaktivitet.

Kort mikroskopisk beskrivelse.

Type 1. Disthen-gneis.

Teksturen er middelskornet, lepidoblastisk og nematoblastisk med 1–5 mm store subhedrale porfyroblaster av disthen. Disthenen

Tab. XIII. Modalanalyse og modifisert mesonorm for disthen- og staurolitgneiser.
(Tab. XI & Tab. XII.)

Modal analyses and modified mesonorms of kyanite- and staurolite gneises.
(*Tabs. XI & XII.*)

| | 233 | 239 | 253 I og II |
|------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| a) Modalanalyse*) | | | |
| Kvarts | 50,5 | 48,7 | 20,5 |
| Plagioklas | 10,3 (An ₂₅) | 16,1 (An ₂₇) | 22,9 (An ₃₁) |
| Disthen | 19,1 | 11,4 | 17,3 |
| Staurolit | | | 5,2 |
| Biotit | 12,8 | 15,2 | 24,2 |
| Hvit glimmer | 4,3 | 5,2 | 4,3 |
| Klorit | 2,4 | 3,1 | 1,0 |
| Amfibol | | | 3,1 |
| Kl. zoisit | | | 0,5 |
| Apatit | 0,6 | 0,3 | 1,0 |
| Rutil etc. | | | |
| Sum | 100,0 | 100,0 | 100,0 |
| b) Modifisert mesonorm | | | |
| Q | 48,1 | 45,4 | 38,6 |
| Ab | 22,5 (An ₃₁) | 23,0 (An ₁₈) | 25,7 (An ₂₂) |
| An | | | |
| Disthen | 8,9 | 9,0 | 6,3 |
| Staurolit | — | — | 2,1 |
| Bi | 13,7 | 12,0 | 24,0 |
| Hy | 4,8 | 8,8 | |
| Akssess. | 3,0 | 1,8 | 3,3 |
| | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

*) Modalanalysene er basert på punkttelling i slip, 1000 punkter i hvert slip.
Prøve 253 er gjennomsnittet av telling i to slip.

viser sievetekstur. Bøyde spaltelameller i disthen og glimmer og mørteltekstur langs korn grensene, spesielt hos kvarts, vidner om syntektonisk krystalldannelse.

Mineralsammensetningen fremgår av Tab. XIII, prøvene 233 og 239. Noen av mineralene skal beskrives nærmere:

Biotit er optisk toakset med meget liten aksevinkel ($<5^\circ$). Den viser meget bleke absorpsjonsfarger:

X: fargeløs

Y—Z: blek grønnbrun

Absorpsjonsfargene kan tyde på et høyere Mg/Fe"-forhold enn vanlig i biotit.

Biotiten kan være omdannet til grønn klorit langs kantene.

Hvit glimmer opptrer i 0,5—1,8 mm enkeltkrystaller og som finskjellerte omvandlingsprodukter langs korn grensene hos disthen. Omvandlingsproduktene viser høye interferensfarger, nærmere optiske data er imidlertid umulig å oppnå. Mineralet kan være muskovit og/eller sprøglimmer. Det er mulig at flere glimmerminerale opptrer sammen som omvandlingsprodukter, noe som er vanlig omkring Al-rike mineraler (Harder, 1956, p. 233).

De større krystallindividene er fargeløse, upleokroitiske og har anslått $2V_x \approx 30^\circ$. Det er derfor antagelig *muskovit*.

Disthen viser nesten uten unntagelse tegn til omvandling til finskornige masser av hvit glimmer. Enkelte ganger ligger disthen som en liten uregelmessig rest og flyter i omvandlingsproduktene. Klorit opptrer stedvis i omvandlingssonen.

Mesoskopisk kan disthen observeres i opp til 3 cm store krystaller.

Zirkon opptrer som meget små uregelmessige eller avrundede krystaller i aksessorisk mengde.

Disthen-gneisen viser med avtagende distheninnhold og økende innhold av hvit glimmer jevn overgang til kvarts-glimmerskifer. Samtidig endrer bergartene preg fra nær foliasjonsfrie til utpreget folierte skifere.

Type 2. Disthen-staurolit-gneis.

Denne bergart forekommer bare i et lite område syd for Lille Bleikvann og i noen mindre blotninger ca. 400 m nord for Lille Bleikvann. Mineralsammensetningen er gitt i Tab. XIII, prøve 253.

T e k s t u r e n er den samme som for disthen-gneisen, men foliasjonen kan være særdeles lite utviklet, delvis p.g.a. hyppige porfyroblaster av disthen, staurolit og amfibol.

Biotit og *hvit glimmer* viser de samme egenskaper og opptreden som i disthen-gneisen.

Disthen kan observeres mesoskopisk i opp til 4 cm store prismer. Mikroskopisk viser disthen poikiloblastisk tekstur og omvandling langs korn grensene til finskjellet hvit glimmer.

Staurolit opptrer i opptil 1 cm store porfyroblaster med poikiloblastisk tekstur. Pleokroismen er gyllengul til fargeløs. Kan være sammen vokst med disthen, men viser ingen tegn til omvandling.

Tab. XIV. Kjemisk analyse, mesonorm og modalanalyse for to mikroklingneiser, Bleikvassli gruve.

Chemical analyses, mesonorms and modal analyses of two microcline gneisses, Bleikvassli mine.

| | Vekt%*) | Kation% | Mesonorm | Modalanalyse**) |
|--------------------------------|---------|---------|----------|-----------------|
| Prøve nr. 33 | | | | |
| SiO ₂ | 63,8 | 60,2 | Q 6,6 | Kvarts 7,9 |
| TiO ₂ | 0,37 | 0,3 | Or 58,2 | Mikroklin 78,7 |
| Al ₂ O ₃ | 16,80 | 18,7 | Ab 25,0 | Plagioklas 2,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,36 | 0,3 | An 3,5 | |
| FeO | 2,18 | 1,7 | Σ 93,3 | Σ 89,4 |
| MnO | 0,02 | — | | |
| MgO | 0,35 | 0,5 | Bi 5,3 | Biotit 6,2 |
| CaO | 1,00 | 1,0 | Mt 0,5 | Hvit glim. 1,8 |
| Na ₂ O | 2,85 | 5,0 | Ti 0,9 | Aksess. 2,6 |
| K ₂ O | 10,15 | 12,2 | Σ 6,7 | Σ 10,6 |
| BaO | 0,16 | 0,1 | | |
| Glødetap | 0,28 | | | |
| | 98,32 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |
| Prøve nr. 257 | | | | |
| SiO ₂ | 64,3 | 60,1 | Q 2,5 | Kvarts 11,1 |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,2 | Or 65,0 | Mikroklin 76,5 |
| Al ₂ O ₃ | 16,85 | 18,6 | Ab 27,0 | Plagioklas 3,0 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,73 | 0,5 | An 0,5 | |
| FeO | 1,52 | 1,2 | Σ 95,0 | Σ 90,6 |
| MnO | 0,02 | — | | |
| MgO | 0,15 | 0,2 | Act 3,6 | Biotit 5,9 |
| CaO | 0,72 | 0,8 | Mt 0,8 | Hvit glim. 2,1 |
| Na ₂ O | 2,96 | 5,4 | Ti 0,6 | Aksess. 2,4 |
| K ₂ O | 10,80 | 12,9 | Σ 5,0 | Σ 9,4 |
| BaO | 0,14 | 0,1 | | |
| Glødetap | 0,11 | | | |
| | 98,56 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

*) Analysen er utført ved hjelp av røntgenspektrograf. FeO er bestemt titremetrisk, Na₂O og K₂O på flammefotometer. Glødetap er korrigert for oksydering av FeO under forutsetning av at alt jern er gått over til tre-verdig.

**) Basert på punkttelling (1000 p.) av farget stoff og slip.

Amfibol som i håndstykke kan iakttas som opp til 3 cm store, sorte prismer, viser i tynnslip sterk pleokroisme:

X: blek gulgrønn

Z—Y: grønnblå

Krystallene er optisk negative og har anslått aksevinkel $2V \approx 80^\circ$. Utslukningsvinkelen $z:c \approx 20^\circ$. Det er antagelig hornblende.

Aksessoriske mineraler er *karbonat* (sekundærmineral), *zirkon* og *apatit*. *Granat* kan forekomme i bergarten.

5b. Mikroklingneis

Mikroklingneis opptrer som nevnt under bergartsbeskrivelsen (p. 20) som liggbergart i Bleikvassli gruver. Gneisen er omgitt av glimmer-skifer og disthengneis (Fig. 8) og har et høyere glimmer-innhold og økende grad av gneisstruktur mot grensene, i enkelte soner og langs malmsonen. Også bånd av kvartsit opptrer inne i gneisen.

I Tab. XIV er gitt den kjemiske og modale sammensetning av to foliasjonsfattige prøver av mikroklingneis. Det er relativt god overensstemmelse mellom den kalkulerte mesonorm og modalanalysen. Det fremgår at mikroklingneisen har en kjemisk og mineralogisk sammensetning helt forskjellig fra de øvrige bergarter i feltet. Mikroklingneisen kan imidlertid stedvis ha et langt større glimmer- og/eller kvartsinnhold enn i de to analyserte prøver.

Mikroskopisk beskrivelse:

Teksturen er allotriomorf — jevnkornet med uorienterte lister av glimmer. Nærmere bergartens grenser er glimmeren noe orientert.

Mikroklin er vanligvis det kvantitativt dominerende mineral og opptrer i anhedrale til subhedrale 0,5–2 mm store korn. Mikroklingitter er vel utviklet i de fleste korn.

Kornene er optisk negative med meget høy aksevinkel. Lysbrytningen er lavere enn for canadabalsam.

Mikroklin inneslutter alle de øvrige mineraler i bergarten. I grovkrystalline (pegmatitiske) partier av bergarten opptrer enkelte uregelmessig begrensede inneslutninger av plagioklas i mikroklin, muligens flekkperthit. Forøvrig er mikroklinen perthitfri.

Alkali-innholdet er bestemt i to utseparerte mikroklinprøver, se Tab. XV.

Tab. XV. K_2O - og Na_2O -innhold i mikrolin fra to prøver av mikroklingneis, Bleikvassli gruve. (Separering og analyse er utført av cand. real. B. Nilssen, 1958.)
 K_2O - and Na_2O -content of microclines from two samples of microcline gneiss, Bleikvassli mine. (Separated and analysed by cand. real. B. Nilssen, 1958.)

| | % Na_2O | % K_2O | Kalkulert molfraksjon Ab |
|---------|-----------|----------|--------------------------|
| Prøve 1 | 0,59 | 15,10 | 5,0 |
| Prøve 2 | 0,55 | 15,29 | 4,6 |

Plagioklas forekommer som 0,3–0,6 mm store korn, jevnt fordelt i bergarten og enkelte ganger som en smal rand langs korngrensene på mikroklin. Krystallene er optisk negative, lysbrytningen er høyere enn hos mikroklin. Maksimal utslukning i den symmetriske sonen er 6° . Dataene tilsier en sammensetning på An_{24} .

Kvarts opptrer som regel i underordnede mengder, men kan utgjøre opp til 40 % av bergarten. Kornene er 0,5–1,2 mm store, anhedrale og viser moderat undulerende utslukning.

Biotit utgjør vanligvis 5–10 % av bergarten og har følgende absorpsjonsfarger:

- X: blek gulgrønn
- Y–Z: mørk olivengrønn

Hvit glimmer opptrer som enkelte 0,5–1,5 mm store korn jevnt fordelt i bergarten. Den er optisk negativ med anslått $2V_z \approx 25^\circ$. Det kan være *flogopit*.

Granat er observert i enkelte soner i mikroklingneisen. Den opptrer som krystall-aggregater av ørsmå granat-individer. Fargen er rosa.

Epidot-klinozoisit, *zirkon* og *apatit* utgjør hovedmengden av de aksessoriske mineraler. *Epidot-klinozoisit* opptrer i euhedrale til subhedrale korn, *zirkon* i uregelmessige eller avrundede korn.

En del meget små aksessoriske mineraler er ikke bestemt. Muligens kan noe være *orthit*. Det er også mulig at *Sn*-mineraler forekommer da bergarten har 10 ppm *Sn* (bestemt på optisk spektrograf). *Sn*-innholdet er ikke anriket i glimmer som en skulle vente. Utseparerte glimmerfraksjoner viser samme *Sn*-innhold (10 ppm) som vertsbergarten.

5c. *Kvartsit* og *kvarts-feltspatbergart*.

Denne bergartsgruppe er avmerket med et enkelt symbol på detalj-

Tab. XVI. Modalanalyser av kvarts-mikroklin-bergart («kvartsit») ved Bleikvassli gruve. Analysene er basert på punkttelling av fargede slip. Antall punkter er 400, 400, 500 og 400, henholdsvis.

Modal analyses of quartz-microcline rock («quartzite») in the Bleikvassli mine district. The analyses are based on point counting of stained thin sections. The number of counts are 400, 400, 500 and 400, respectively.

| | Kvarts-mikroklinbergart/kvartsit | | | |
|------------------------------|----------------------------------|-------|-------|-------|
| | 14 | 150 | 155 | 172 |
| Kvarts | 52,1 | 38,5 | 45,0 | 73,2 |
| Plagioklas | 1,2 | 2,0 | 6,6 | 11,6 |
| Alkalifeltspat | 45,2 | 54,8 | 41,8 | 9,0 |
| Glimmer | 1,0 | 4,5 | 5,4 | 4,4 |
| Aksessoriske mineraler | 0,5 | 0,2 | 1,2 | 1,8 |
| | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

kartet, Fig. 8., og har et foliert utseende. Tildels forekommer kvarts og feltspat alternerende i skarpt begrensede, mm-tykke lameller.

Bergartene har mindre mørke mineraler enn mikroklingneisen. Mineralsammensetningen forøvrig fremgår av Tab. XVI. Et slående trekk er det meget høye mikroklininnholdet. Mineralogisk sett er det derfor en nesten jevn overgang fra den typiske mikroklingneis til kvartsmikroklinbergarten og kvartsit.

5d. Diskusjon.

Disthen- og staurolit-gneisene må p.g.a. sitt høye SiO_2 -innhold, mineralogiske sammensetning og feltmessige opptrøden som lag i veksel med glimmerskifer tolkes som meta-sedimenter, opprinnelige leirskifere og subgråvakker. Mineralogisk sett nær tilsvarende bergarter er beskrevet fra Nesodden av Broch (1926, pp. 152–167) og tolket som utvilsomme suprakrustale dannelser (p. 195). En del av gneisene på Nesodden har imidlertid et betydelig høyere Na_2O -innhold (albit) enn tilfellet er i gneisene i Bleikvassli, noe som Broch (op. cit., p. 199) viser kan skyldes metasomatose av metasedimentene på Nesodden. Uoverensstemmelsen mellom den kjemiske analyse og den observerte modale sammensetningen (p. 121) kan tyde på at metasomatiske prosesser har vært aktive også ved dannelsen av disthen- og staurolit-gneisene i Bleikvassli. Den eventuelle stoffutveksling (først og fremst

utlutning av K_2O) har imidlertid skjedd på et sent tidspunkt i forbindelse med differentialbevegelsene i gruveområdet. Disse bevegelsene har foregått samtidig med eller etter at hovedmengden av mineralene i gruvebergartene var (om)krystallisert, dvs. sannsynligvis i forbindelse med den postulerede annen deformasjonsfase.

Til tross for det nære naboskap i felt, skiller mikroklingneisen seg kjemisk og mineralogisk sett fullstendig fra disthen- og staurolitgneisene. Imidlertid «fingerer» bergartene inn i hverandre og det oppstår mineralogiske overgangstyper. Slike grenseforhold gjentar seg f.eks. mellom disthen-staurolit-gneisene og glimmerskifer-kompleksene.

Mikroklingneisens innhold av glimmerskifer- og kvartstiske bånd, mikroklinens høye Or-innhold (Tab. XV) og mangel på perthit, synes ikke å indikere en magnetisk dannelse for mikroklingneisen. Foruten mikroklin inneholder bergarten plagioklas. Under forutsetning av likevekt mellom de to mineralfaser, kan Barth's (1962 b, p. 330) feltspat-termometer anvendes som en temperaturindikator:

$$K_T = \frac{\text{Molfraksjon Ab i alkalifeltspat}}{\text{Molfraksjon Ab i plagioklas}} \approx \frac{4,8}{76} = 0,06$$

Distribusjonskoeffisienten $K_T = 0,06$ er meget liten og faller utenfor Barth's (1962 b, Fig. 3) diagram. Ved ekstrapolering oppnås en anslagsvis temperatur på 250°C . Barth angir usikkerheten til $\pm 50^\circ\text{C}$, Usikkerheten må ansees større etter ekstrapoleringen. Hva som imidlertid kan sies med sikkerhet er at dannelsesstemperaturen ligger langt under det man antar er magmatiske temperaturer. Den ligger sannsynligvis også lavere enn det som er antatt å være de omgivende bergarters omkrystallisasjonstemperatur ved den første metamorfose i feltet (se p. 134). Mikroklingneisen har derfor antagelig fått sin nåværende mineraldrakt ved ikke-magmatiske prosesser og på et senere tidspunkt enn da hovedomkrystalliseringen av sidebergartene fant sted. Disse bemerkninger gjelder imidlertid bare dersom forutsetningen om likevekt mellom alkalifeltspat og plagioklas holder.

Tilstedeværelse av uregelmessige flekkperthiter i pegmatitenes mikroklin peker også på at krystalliseringen har skjedd ved pT-forhold ned mot grønnskiferfacies.

Det ekstremt høye K_2O -innhold i bergarten indikerer at mikroklingneisen neppe er dannet ved isokjemisk omkrystallisering av et sediment, men at K_2O må være tilført. Tilstedeværelsen av polysulfidkroppen og opptrøden av turmalin-konsentrasjoner viser at også andre

elementer enn K_2O sannsynligvis er tilført gruveområdet. Er malmen epigenetisk, fordrer dette at malmen har kommet på plass etter hovedmetamorfosen, men før den siste metamorfose, da malmen er utvilsomt metamorf (Vokes, 1963, p. 70). En annen og mer rimelig hypotese er at malmen er fullstendig premetamorf og at malmen ble foldet og omkrystallisert sammen med de omgivende metasedimenter under den første deformasjons- og metamorfe fase. Under den annen deformasjon skjedde en delvis omkrystallisering, mens de fleste silikatmineraler og malm-mineralene forble stabile relikter ved den lavere metamorfose. Krystalliseringen av den metasomatiske mikroklingneisen antas å ha funnet sted ved denne metamorfose.

Hvilke prosesser frembragte K-metasomatosen som har resultert i mikroklingneisen? Slik stofftilførsel kan skje langs trykkgradienter mot trykkminima. Den strukturelle undersøkelse har vist at gruveområdet representerer en skjærsoner som overveiende ble dannet under den sene, stivere deformasjon, men som oppsto ved den antatte bevegelse mellom Anders Larsa-gruppen og det strukturelt underliggende gruveområde (Kongsfjell-gruppen). De høye trykk som antas å ha eksistert i hvert fall under hovedmetamorfosen (se om granater, p. 133, og «almandinous facies», p. 134) kan på et noe senere og mindre plastisk stadium av deformasjonen har vært utløst særlig langs enkelte skjærspalter. Dermed er eventuell stofftilførsel blitt rettet mot disse.

Hva var mikroklingneisen før den antatte metasomatiske omvandling? Den gjennomgripende omvandling synes å ha kamuflert de fleste spor, men opptreden av glimmerskifere og kvartsitiske bånd inne i gneisen, det ekstremt høye K_2O -innhold i de kvartsitiske skifere sydover fra gneisen og mikroklinens opptreden i lameller parallelt skjærplanene i «kvartsitene», peker mot en tilsvarende dannelsesmåte for alle disse bergarter. Det synes derfor ikke urimelig å anta at mikroklingneisen hadde en gneisig eller kvartsitisk sammensetning før den postulerede K-metasomatose. At en foliert granitt opptrer på kvartsitens stratigrafiske plass i sydenden av det undersøkte felt (ved Rösuvatn), kan indikere at sammensetningen opprinnelig var nærmere en arkose. Kilden for det tilførte K_2O behøver ikke være fjernere enn mikroklingneisens sidebergarter som synes utlutet nettopp på K_2O .

6. Undersøkelse av granatene.

Granatene er separert ut fra 14 bergartsprøver. Av disse bergartene er 11 typiske granat-disthen-glimmerskifere, to er fra smale soner av

meget granatrike glimmerskifere (prøve 154 og 160) og én prøve, nr. 4, er fra en granat-amfibolit i Anders Larsa-gruppen. Nøkkelkart, Fig. 53, viser hvorfra prøvene er hentet.

For å oppnå større nøyaktighet i egenvektsbestemmelsene, ble det separert ut 1—4 g granatfraksjon. P.g.a. hyppige inklusjoner, særlig biotit-lameller, var det nødvendig å knuse ned 2—3hg av vertsbjergarten for å få tilstrekkelig mengde med rent materiale.

De fysiske konstanter cellestørrelse (a_0), lysbrytning (n) og spesifikk vekt (D) er bestemt for samtlige granater, Tab. XVII. Usikkerheten er anslått til $\pm 0,005 \text{ \AA}$, $\pm 0,003$ og $\pm 0,01 \text{ g/cm}^3$, henholdsvis. Som det fremgår av tabellen er det for enkelte av granatene oppgitt mer enn én cellestørrelse. Dette skyldes enten at refleksjonene er dobbelte (prøve 141) eller at de utgjør et bredt bånd med to tydelige

Tab. XVII. Cellestørrelse, brytningsindeks og spesifikk vekt av fjorten granater fra Kongsfjell-området. Prøve nr. 4 er fra amfibolitt, de øvrige fra glimmerskifere. Prøve nr. 183 og 184 er fra Bleikvassli gruve, prøve nr. 168 fra mineralisert område ved Nordtjernbekken. Se Fig. 53.

Cell size, refractive index and density of fourteen garnets from the Kongsfjell area. Sample no. 4 was separated from amphibolite, all the remainder from mica schists. Samples no. 183 and 184 are from mica schists in the Bleikvassli mine, no. 168 from a mineralized area at Nordtjernbekken. See Fig. 53.

| Nr. i Fig. 53 | Bergarts- prøve nr. | Cellestørrelse a_0 | Brytningsindeks n | Spesifikk vekt D |
|------------------|------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------|
| 1 | 4 | 11.572 | 1.789 | 4.089 |
| 2 | 47 | 11.571 | 1.795 | 4.120 |
| 3 | 51 | 11.579 | 1.788 | 4.023 |
| 4 | 55 | 11.567 | 1.794 | 4.082 |
| 5 | 65 | 11.578 | 1.793 | 4.070 |
| 6 | 70 | 11.570 | 1.791 | 4.091 |
| | | 11.612 | | |
| 7 | 119 | 11.583 | 1.790 | 4.108 |
| 8 | 126 | 11.572 | 1.794 | 4.093 |
| 9 | 141 | 11.578 | 1.789 | 4.068 |
| | | 11.623 | | |
| 10 | 154 | 11.575 | 1.792 | 4.098 |
| 11 | 160 | 11.650 | 1.785 | 4.025 |
| 12 | 168 | 11.552 | 1.810 | 4.173 |
| | | 11.620 | | |
| 13 | 183 | 11.522 | 1.813 | 4.242 |
| 14 | 184 | 11.522 | 1.813 | 4.236 |

Tab. XVIII. Delvis kjemisk analyse (a) og anslått komposisjon (b) av fjorten granater fra Kongsfjellområdet.

Partial chemical analyses (a) and estimated composition (b) of fourteen garnets from the Kongsfjell area.

| Nr. i Fig. 53 | Bergarts- prøve nr. | a) | | | b) Komposisjon**) | | | |
|------------------|------------------------|------|-----|-------|-------------------|-------|-----|----|
| | | CaO | MnO | FeO*) | Alm | «Gro» | Pyr | Sp |
| 1 | 4 | 6,5 | 2,6 | 30,6 | 67 | 17 | 11 | 6 |
| 2 | 47 | 5,1 | 2,9 | 29,1 | 64 | 13 | 16 | 7 |
| 3 | 51 | 7,1 | 4,2 | 26,2 | 58 | 18 | 14 | 10 |
| 4 | 55 | 5,9 | 2,4 | 30,6 | 67 | 15 | 12 | 6 |
| 5 | 65 | 5,8 | 3,5 | 28,3 | 62 | 15 | 15 | 8 |
| 6 | 70 | 7,7 | 3,8 | 27,6 | 61 | 20 | 9 | 10 |
| 7 | 119 | 5,7 | 5,2 | 28,3 | 62 | 15 | 10 | 13 |
| 8 | 126 | 4,5 | 4,3 | 28,9 | 63 | 13 | 13 | 11 |
| 9 | 141 | 7,0 | 3,1 | 29,0 | 62 | 18 | 12 | 8 |
| 10 | 154 | 11,1 | 2,4 | 30,6 | 62 | 27 | 5 | 6 |
| 11 | 160 | 11,6 | 6,2 | 21,1 | 46 | 29 | 10 | 15 |
| 12 | 168 | 3,6 | 4,2 | 34,8 | 76 | 9 | 5 | 10 |
| 13 | 183 | 2,3 | 1,6 | 37,7 | 83 | 4 | 10 | 3 |
| 14 | 184 | 1,5 | 1,6 | 39,0 | 85 | 3 | 9 | 3 |

*) Totalt jern.

**) Komposisjonen er uttrykt ved fire granat-«endeledd» under forutsetning av at alt jern opptrer som Fe²⁺ og dermed inngår i grossular-molekylet. Se tekst.

svertningsmaksima (prøve 70 og 168). Opptreden av slike dobbeltrefleksjoner støtter antagelsen (p. 82) om sonarbygde granater. Lignende inhomogene pyralspitgranater med varierende cellestørrelse fra 11,52–11,56 er beskrevet av Miyashiro (1958, p. 649).

Det er utført delvis kjemisk analyse av granatene, Tab. XVIII. Analysene er utført ved hjelp av røntgenspektrograf. Tre av granatene er analysert på MnO ved hjelp av spektrofotometer og benyttet som standardmateriale ved røntgenanalysen av de øvrige granater.

Meget arbeid er utført for å kunne anvende granater i metamorfe bergarter som pT-indikatorer. Sriramadas (1957) har utarbeidet en rekke diagrammer for trekomponentsystemer hvor han bygger på fysiske konstanter for «endeledds»-granatene (Almandin, Andradit osv.) beregnet av Skinner (1956). Senere har Winchell (1958) konstruert to diagrammer sammensatt av flere trekomponentsystemer. Disse diagrammer bygger dessuten på andre verdier for endeledenes fysiske konstanter, verdier som er benyttet i de nyere lærebøker (Deer, Howie,

and Zussmann, 1962, Vol. I, s. 77). Noen helt sikker beregning av granatenes sammensetning muliggjør heller ikke disse diagrammene, men med visse tillempninger kan en få et rimelig resultat:

1) Det forutsettes at alt jern opptrer som Fe²⁺, dermed inngår jernet i grossular-molekylet mens andradit bortfaller. Feilen som oppstår er relativt liten da $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 20$ som gjennomsnitt av en rekke almandin-analyser gitt av Howie and Subramanian (1957, p. 574) og Deer, Howie, and Zussmann (1962 IV, pp. 86–87). Små mengder, dvs. < 5 % andradit inngår sannsynligvis, og da på bekostning av den beregnede grossular-komponenten.

2) Det legges størst vekt på cellestørrelsen og lysbrytningen. Den relativt store usikkerhet i spesifikk vekt-bestemmelse gjør større utslag i diagrammene enn usikkerheten i de to andre fysiske konstanter.

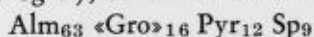
3) Urimelige resultater sjaltes ut ved å sammenholde med de kjemiske analyser (Tab. XVIII a).

Komposisjonen av granatene er gitt i Tab. XVIII b. Det fremgår at samtlige granater overveiende består av *almandin*. Videre sees at:

a) Gruveområdets granater (prøve 183 og 184) har betydelig høyere almandininnhold og høyere Pyr/Gro + Sp-forhold enn de øvrige granater.

b) Prøve 168 som er tatt fra glimmerskifer nær skjerpene ved Nordtjernbekken har en sammensetning som er en mellomting mellom gruveområdets granater og de øvrige granater nevnt under punkt c.

c) Bortsett fra prøve 154 og 160 og granatene nevnt under punktene a) og b), er den midlere sammensetning av granatene:



d) Prøvene 154 og 160 er meget rikere på grossular-molekylet enn de øvrige granatene. Disse to prøvene er tatt fra smale, inkompetente og meget granatrike lag omgitt av normal kvartsrik granat-disthen-glimmerskifer. Disse lagene kan være mer Ca-rike enn den vanlig glimmerskiferen.

e) Prøve 4 er hentet fra amfibolit og adskiller seg i komposisjon lite fra den midlere sammensetning vist i punkt c).

Av punktene d) og e) fremgår det at vertsbergartens kjemiske sammensetning muligens har innflytelse på granatenes komposisjon. Ved enhver systematisk undersøkelse av granaters komposisjon og deres relasjon til metamorfosegrad, burde derfor vertsbergartenes kjemi også fastlegges.

Tendensen i Tab. XVIII b er likevel så klar at det er grunn til å anta at granatene 168 og særlig 183 og 184 er krystallisert under høyere trykk- (og temperatur-)forhold enn de øvrige granater som har et til dels betydelig lavere Alm-innhold og Pyr/Gro + Sp-forhold (Barth, 1962, p. 317). Dette indikerer at gruveområdet og muligens området ved Nordtjernbekken har hatt høyere pT-forhold enn feltet forøvrig. Variasjonene i komposisjon blant de resterende granater synes ikke å gi grunn til å anta noen regionale variasjoner i metamorfosegraden, f.eks. mellom Anders Larsa- og Kongsfjell-gruppen, slik som Nissen (1965) har vist for Majavatn-distriktet lenger syd.

Kapitel V. Minarelpargeneser og metamorfe facies.

Det undersøkte felt har muligens vært utsatt for to progressive metamorfoser. Dette vanskeliggjør oppstilling av stabile mineralassosiasjoner. Ved å bygge på tolkningene som er foretatt i de enkelte avsnitt, er det nedenfor gitt en oversikt over antatte parageneser oppstått under hovedmetamorfosen. Det er satt klamme rundt mineraler som kan være ustabile i assosiasjonen eller som utgjør ca. 2 % eller mindre av bergarten:

Granat-disthen-glimmerskifer:

Plagioklas, An₃₈-biotit- (muskovit) -granat-zoisit-hornblende-kvarts

Plagioklas, An₃₆-biotit-muskovit-granat-disthen- (staurolit) -kvarts

Karbonat-glimmerskifer:

Plagioklas, An₃₉-biotit- (muskovit) -hornblende-kalkspat (-zoisit) -

kvarts

Marmor og kalksilikatbergarter:

Diopsid- (Albit/oligoklas- (klino-) zoisit-kvarts)

Tremolit-albit/oligoklas- (klino-) zoisit-karbonater-kvarts

Amfibolit:

Plagioklas, An₄₀-hornblende- (biotit-kvarts)

Disthen- og staurolitgneiser:

Plagioklas, An₂₇-kvarts-disthen-biotit-muskovit

Plagioklas, An₃₅-kvarts-disthen-staurolit-hornblende-biotit-

(muskovit)-granat

Barth (1962, p. 323) benytter likevekten mellom epidot (zoisit) og plagioklas med An > 35 som grensen mellom epidot-amfibolit- og amfi-

bolitfacies. De oppførte parageneser skulle etter dette indikere underste del av amfibolitfacies. Amfibolitenes mineralparagenese, plagioklas (An_{40}) og hornblende, synes å lede til samme konklusjon, — men denne paragenesen er stabil i et meget videre pT -område.

H. Ramberg (1962, s. 147) definerer grensen mellom de to mineralfacies som nedre stabilitetsgrense for diopsid i kontakt med kalkspat (se p. 104, ligning 13). Definisjonen plasserer det aktuelle felt i øverste del av epidot-amfibolitfacies. Det samme gjør den manglende utvikling av andradit-grossular i kalksilikatbergartene og de lave MnO-gehalter (<10 %) i glimmerskiferenes almandingranater (Miyashiro, 1961, p. 280).

Når det gjelder den omtalte tremolit/diopsid-likevekt i kontakt med kalkspat, er det nødvendig å vise spesiell forsiktighet p.g.a. antagelsen av to metamorfoser. Den beskrevne dannelse av en tremolitskorpe som et isolerende lag mellom diopsid og marmor kan ha foregått under den annen og «lavere» progressive metamorfose. Diopsid kan i så fall ha vært stabil i kontakt med marmor under hovedmetamorfosen som dermed likevel har nådd opp i amfibolitfacies.

Sturt (1962, p. 183) fremhever $CaO + MnO/FeO + MgO$ -forholdet i granater som et følsommere mål for vertsbergartenes metamorfosegrad enn de vanlige indeksmineralene biotit, granat osv. Ved å plote inn en rekke analyserte granater fra bergarter med kjent metamorfosegrad, finner Sturt at $CaO + MnO/FeO + MgO$ -forholdet avtar lineært med økende metamorfosegrad (grønnskifer- til granulitfacies). På grunnlag av Tab. XVIII a og b kan granatene fra Kongsfjell-området plottes inn i Sturts diagram, Fig. 52. Diagrammet viser at gruveområdets bergarter forsiktigvis kan klassifiseres som tilhørende sillimanit-disthen-subfacies, mens feltet forøvrig faller i den noe lavere granat-subfacies. De anvendte subfacies er under-facis i Turners almandin-amfibolitfacies.

Sammenhengen mellom granatenes komposisjon og trykket under metamorfosen er undersøkt av Miyashiro (1953). Miyashiro finner at høyt trykk favoriserer dannelsen av almandin-rike granater selv ved lav-temperatur metamorfose. Dette kaller han «almandinous» metamorfose og nevner staurolit og disthen som karakteristiske mineraler for denne metamorfose-type. Dette viser at den tilsynelatende høyere metamorfosegrad i gruveområdet kan skyldes kun en lokal trykk-økning, mens temperaturen stort sett har vært den samme for hele feltet.

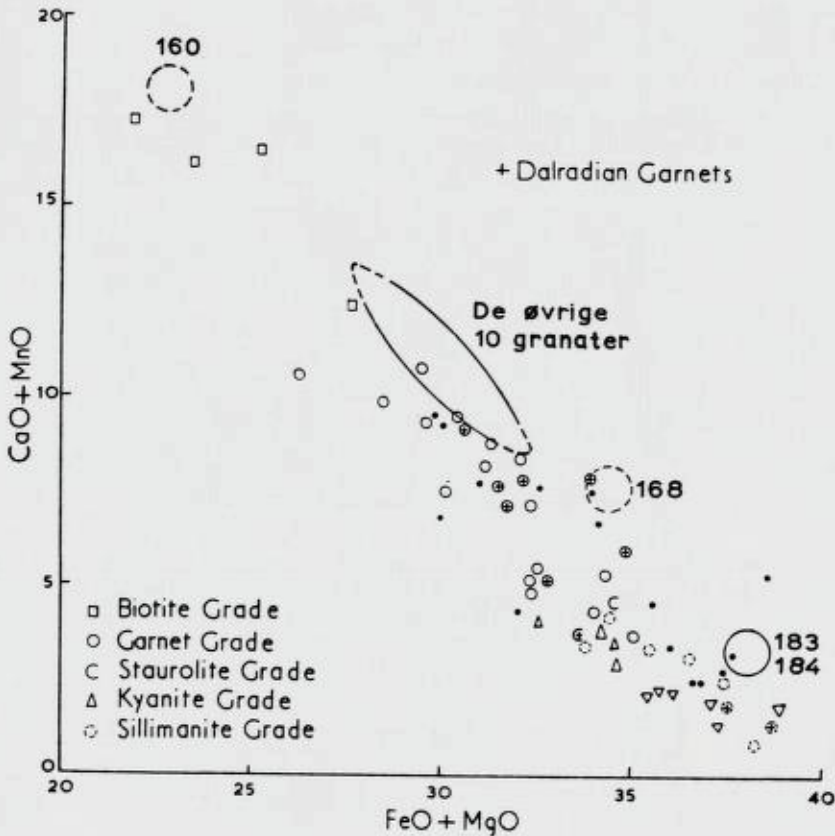


Fig. 52. Sammenheng mellom granatens kjemiske sammensetning og metamorfosegrad (etter Sturt, 1962, Fig. 3). Omvendte trekantede representerer granater fra pelitiske gneiser tilhørende granulit-facies; sorte prikker granater fra bergarter hvor metamorfosegraden ikke er angitt. — Granatene fra Bleikvassli-området er satt inn i diagrammet. Hovedmengden av granatene faller i garnat-subfacies, mens granatene fra gruveområdet (183, 184) plotter i disthen- til sillimanite-subfacies.

Relationship of garnet composition to metamorphic grade (after Sturt, 1962, Fig. 3). The inverted triangles apply to garnets in pelitic gneisses described as belonging to the granulite facies; the solid circles represent garnets where the metamorphic grade has not been indicated. — The garnets from the Bleikvassli area are plotted in the diagram. Most of the garnets coincide with the garnet subfacies, while the garnets from the mine district (183, 184) seem to fit in the kyanite to sillimanite subfacies.

Mineralparagenesene i glimmerskifer og amfibolit:

Plagioklas, An_{28} -klorit-muskovit

Plagioklas, An_{30} -hornblende-klorit

foruten en del av omvandlingsproduktene som er vanlige i gruvebergartene (se Kap. IV, 5) kan være spor etter den antatte annen progressive metamorfe fase. Dersom mikroklingneisen fikk sin endelige mine-

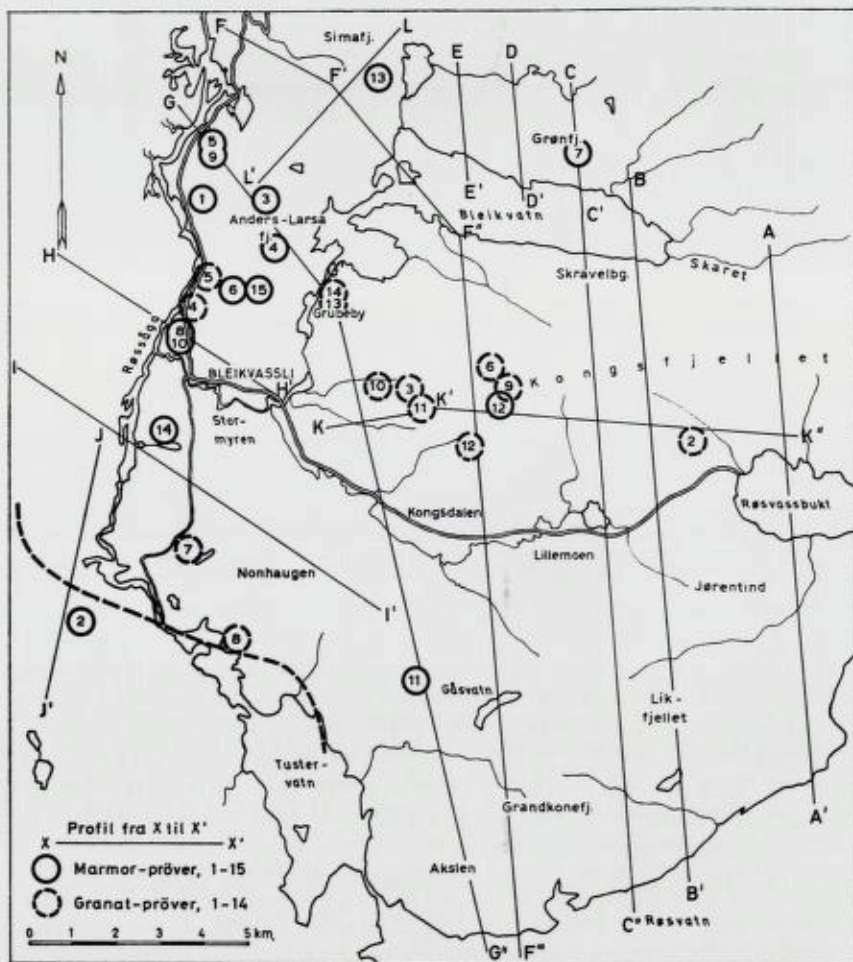


Fig. 53. Nøkkelkart som viser posisjonene for marmorprøvene (Fig. 45), granatprøvene (Tab. XVII) ogde skjematiske profilene, Figs. 10, 25, 26, 35, 36, 37 og 38. Key map showing the positions of the marble samples (Fig. 45), the garnet samples (Tab. XVII), and the schematical profiles, Figs. 10, 25, 26, 35, 36, 37 and 38.

raldrakt under denne fase, representerer $250^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}$ (se p. 128) antagelig omkrystallisasjonstemperaturen. Mineralparagenesene og den anslåtte temperatur indikerer lavere del av epidot-amfibolitfacies.

Oppstilling av mineralfacies og bruk av bestemte likevektsreaksjoner som temperatur- (og trykk-) indikatorer er for en stor del basert på kontrollerte eksperimenter i lukkede systemer. Bergarter derimot representerer åpne systemer. Anvendelse av de eksperimentelle data og definisjoner bygget på disse medfører derfor en viss usikkerhet. Ved vurdering av metamorfosegrad i denne type bergarter er det videre viktig å ta hensyn til at høyt kvartsinnhold favoriserer albitdannelse, dvs. surere plagioklas (Barth, 1962, p. 243). Glimmerskiferene og gneisene i Kongsfjell-området har ofte et meget høyt kvartsinnhold. Videre vil et høyt CaO-innhold i bergartene utvide stabilitetsområdet for epidot-(klimo)-zoisit på bekostning av anorthit fordi Ca/Al-forholdet er større i epidot-(klimo)zoisit enn i anorthit. I begge tilfelle vil den anslåtte metamorfosegrad ligge for lavt.

Vannholdige mineralers stabilitetsområde kan også utvides ved økning i partialtrykket av H_2O . Yoder (1952) har i lukkede systemer frembragt mineralparageneser tilsvarende samtlige mineralfacies bare ved å variere $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Dette river likevel ikke vekk grunnlaget for mineralfacies-begrepet slik det anvendes i dag, da det må ventes en relasjon mellom grad av deformasjon, temperatur, «tørt» trykk og $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Barth (1957, p. 45) diskuterer dette og skriver: «The point is that, generally speaking, there is a regular relation between the chemical activity of H_2O and the facies.»

Summary.

The area investigated is situated in the southern part of Nordland county (see Fig. 1) and within the Norwegian Caledonides. The relatively highly metamorphosed rocks are mainly of supracrustal origin and probably of Cambro-silurian age. They belong to the Rødingsfjell nappe which has been thrust in an SE direction above the relatively low-metamorphic allochthonous Seve schists.

For structural and lithostratigraphical reasons the area is divided into four main groups: 1. The Anders Larsa Group, 2. The Kongsfjell Group, 3. The rocks of the Bleikvassli mine district, and 4. Structurally overlying rocks in the southwest. (See Fig. 3.)

1. The Anders Larsa Group consists of thick layers of garnet-mica-

schist, calcitic and dolomitic marble formations, and formations of frequently alternating marble and schist horizons. Amphibolites occur in thin conformable layers associated with light, fine-grained sills of granitic composition. Granitic dykes are frequent; they are never observed in the structurally underlying Kongsfjell Group to the east. The border between the Anders Larsa Group and the Kongsfjell Group is a tectonic one.

2. Garnet mica schists and calcareous mica schists dominate in the Kongsfjell Group. But other schists occur: A quartz muscovite schist shows gradational contacts to a feldspathic quartzite formation occurring on the northern flank of a regional east-west trending synclinorium. At the same stratigraphic position on the southern flank is a foliated granite.

The Kongsfjell Group contains frequent amphibolites; but in contradistinction to the Anders Larsa Group, marbles are not common. A questionable exception is the broad marble formation along the shore of Røssvatn in the southern part of the area. This may possibly belong to the Anders Larsa Group.

3. The rocks around the pyritic lead zinc mine at Bleikvassli are strictly speaking a part of the Kongsfjell Group, but they are affected by the proximity of the tectonic border. In addition to the common mica schists a number of rock types occur that are foreign to the other parts of the area, viz: staurolite-kyanite gneisses and schists, and a microcline gneiss composed of up to 90 % K-feldspar and plagioclase.

4. The structurally overlying rocks in the southwestern part of the area are possibly a separate nappe, but they have not been investigated in detail. Lithologically this unit differs from the Anders Larsa Group and the Kongsfjell Group by its numerous rocks of granitic composition. The rock unit rests on the Kongsfjell Group and the border consists of ultramylonites, laminated rocks and augen-gneisses.

Tectonics.

Planar structures.

Most of the rocks exhibit a distinct bedding schistosity, s_1 . Except for the formational contacts this is the only observed element of primary nature. Metamorphic processes are, in some cases, believed to have reinforced the bedding schistosity.

Axial plane schistosity (Fig. 11 & Fig. 12) developed as flow

cleavage indicating a high degree of deformation, is the most prevalent secondary schistosity, s_2 . In the mine district the deformation has been affine, the resulting s_2' is pure shear. The shear movement has transported the rock units anticlockwise; the rocks to the west are pushed southward in relation to the rocks east of the shear zone.

The joints follow three prominent directions. Two of them show a constant angle to the crosslineation direction and are probably conjugate joints. The third direction is north—south and is represented by regional joints without any genetic relationship to the lineation in the area. Real longitudinal joints do not exist, thus indicating that the compression normal to the (east—west running) lineation is not disburdened.

Parallel to the joint directions there has been some strike slip faulting with development of slickensides. The relative movement along the north—south running faults is always the same (anticlockwise) as observed in the mine district.

The contact between the Anders Larsa and the Kongsfjell Groups is tectonic, probably representing a low angle thrust or gravitational slide. The movement has been released along several planes in a broad zone. The scarcity and type of cataclastic rocks indicates the movement took place early in the deformation sequence.

Linear structures.

Characteristic linear structures are fold axis, orientated minerals, intersection lines between s -planes, mullions and in some rocks, also rods. The different kinds of linear structures show roughly the same distribution pattern.

In the Anders Larsa Group there is one transversal and two longitudinal (caledonoidal) sets of linear structures. In the Kongsfjell Group the transversal set tends to predominate, a tendency which increases eastward from the Anders Larsa Group.

The transversal lineation is deformed by a later folding with a caledonoidal axial direction and distributed along a small circle girdle on the stereographic projection. One of the caledonoidal linear structures is deformed by the other.

In the Tustervann area all linear structures are deformed by linear structures produced by the postulated late thrusting. Lineations in the thrust front indicate that the nappe was moved mainly towards the ESE.

In the Anders Larsa Group the symmetry of the linear structures is triclinic. In the Kongsfjell Group it is monoclinic.

The rocks are mesoscopical S- and B-tectonites. This fact may be helpful in detailed stratigraphical mapping. In addition S-tectonites occur almost always near formational borders, a fact which may be owing to the more frequent appearance of shear along formational contacts than within the relatively more homogeneous formations.

Folding.

Small-scale folding demonstrates a congruent relation to the major structures except when polyclinal folding occurs.

In both the Anders Larsa- and the Kongsfjell Groups there are transversal, tight and similar-type folds in mesoscopical and macroscopical scale. Usually the folds are overturned towards the south.

In the Anders Larsa Group folds with the same folding style also occur along the NNE (caledonoidal) direction. In addition there are more open, caledonoidal, assymetrical, flexure-similar-type folds, faintly overturned towards the ESE.

The open folds correlate with the regional antiform which appears in the Anders Larsa Group (see map). The fold axes dip steeply toward the WSW. The antiform affects the tight similar-type folds and the postulated tectonic border between the Anders Larsa Group and the Kongsfjell Group and is itself somewhat deformed by the late thrusting in the Tustervann area.

Other major structures are represented by two transversal synforms in Grønnfjell. They are separated by a tightly pressed antiform which gradually dies out towards the west. The resulting open synform continues westwards where it composes parts of the Simafjell Synform (see profiles Fig. 26). More pronounced is the Simafjell Antiform which, contrary to others, is overturned to the north (Figs. 4 and 25).

The Kongsfjell Group constitutes a regional transversal synform, the Jørentind Synform, which probably continues eastward into Sweden. In the eastern part of the investigated area the synform is overturned to the south; to the west the synform gradually opens up. The Kongsfjell and the Kongsen Synforms are parasitic structures of the Jørentind Synform.

Stereographic projections demonstrate that in the Anders Larsa Group cylindroidal folding exists only in subfields of extremely small extent. Among the subfields exhibited in Fig. 34 only some of those close to

the Kongsfjell Group show cylindroidal folding. The macroscopical folding style is triclinic in the Anders Larsa Group, and monoclinic in the Kongsfjell Group. It is generally accepted that «the symmetry of combined foliation and lineation reflects the symmetry of the movement picture of deformation» (Turner and Weiss, 1963).

Tectonic sequence.

Phase I. The Kongsfjell Group is folded in a E-W running, regional synform (The Jørentind Synform). The fold style consists of tight, similar-type folds overturned to the south.

The Anders Larsa Group is folded in tight, similar-type folds with axes both in the longitudinal or caledonoidal (NNE-SSW) and the transversal (ESE-WNW) directions. The time relations between the transversal and the longitudinal folds are uncertain. The longitudinal folds are strongly overturned against the ENE.

The Anders Larsa Group is thrust along a low angle thrust over the Kongsfjell Group. The movement is released along several zones.

Phase II. The Anders Larsa Group is bent 200° around an axis plunging steeply towards the SSW. The Kongsfjell Group is wrapped around the isoclinal, regional fold in which the Anders Larsa Group forms the core. In the Kongsfjell Group Phase II seems to diminish gradually eastwards.

The mesoscopical fold style is made up of flexure-similar-type folds. The thrust border between the two groups is deformed during Phase II.

Phase III. In the southwestern corner of the area investigated a nappe is thrust towards the ESE above the Anders Larsa and Kongsfjell Groups. The rocks in the thrust zone are heavily mylonitized and brecciated. The Phase III-structures deform the structures produced by the Phases I and II in the Tustervann area.

Phase IV. Conjugate joint sets and N-S running, regional joints are developed. Wrench faults in the caledonoidal direction are always anticlockwise.

Stratigraphy.

There are reasons to believe that the regional Jørentind Synform represents a syncline; the following stratigraphy of the Kongsfjell Group may therefore be suggested:

(Garnet mica schist) — formation (youngest)

Marble — formation

Garnet mica schist — formation

(Amphibolite) — formation

Calcareous mica schist — formation

(Amphibolite) — formation

Garnet mica schist — formation

with horizons of quartzitic and graphitic schists. The Bleikvassli polysulphide occurrence is found in this formation.

Marble-formation (\equiv ? The Anders Larsa Group).

The brackets indicate that some of the formations are scarcely or not at all developed in certain areas.

The stratigraphical relation of the Anders Larsa Group and the Kongsfjell Group is uncertain. The development of marble and schist formations of the «Anders Larsa type» at the southern flank of the Jørentind Synform indicates that the Anders Larsa Group is older. This raises new problems in the absolute age of the Kongsfjell Group since the Anders Larsa Group is probably contemporaneous with the postulated Lower Ordovician marble-rich formations of the Rana district. However, there are many, but uncertain indications that point to an Upper Cambrian to Lower Ordovician age of the Kongsfjell Group.

P e t r o g r a p h y.

The garnet mica schists are believed to represent metamorphic pelitic sediments. They belong to the «western» facies of Th. Vogt (1927) (in view of the high MgO content and iron oxides). Geochemical studies of some shales from the Oslo Region by Bjørlykke (1965) suggest that the «western» character of the Kongsfjell schists comes from a content of epiclastic basic material and not from incomplete disintegration. Several zones of amphibolites occur in the mica schist formations and do even grade mineralogically into these. The minerals of the different schists are listed in Tables IV & V. Typical are kyanite, garnet and minerals of the epidote-zoisite group in addition to muscovite and biotite and a high content of quartz. The plagioclase show normal zoning. Several apparent mineral inequilibrium relations are discussed.

The calcareous mica schists with free calcite and high content of

(clino-)zoisite and amphibole exhibit mineralogical gradations into the garnet mica schists.

The rocks have possibly been exposed to two metamorphic phases. During the first, zoisite crystallized in equilibrium with andesine. Sericitization and chloritization are either diaphoretic reactions or belong to a second period of deformation and progressive metamorphism during which clinozoisite was produced partly at the expense of the basic plagioclase.

The marbles are either calcitic marbles with up to about 13 % dolomite or dolomites with up to about 20 % calcium carbonate, see Fig. 45. The calcite/dolomite ratio appears to be constant laterally but changes rather abruptly stratigraphically. Quartz occurs in small quantities in the dolomites.

It is not reasonable to assume primary sedimentation of dolomite (Weber, 1964). Probably differences in porosity has resulted in varied ease of circulation of the Mg-bearing seawater, thus resulting in stratigraphical variations of dolomitization. During diagenesis and metamorphism differentiation processes took place. The chemical differences in the sedimentary sequence were enhanced by dissolution of the least stable phases and precipitation of the most stable phases, thus leading to a «cleansing» of the limestone layers making them almost monomineralic marble layers.

The tight isoclinal folding resulted in a more frequent alternation of the calcic and dolomitic horizons than that of the primary sedimentary profile.

Calc-silicate rocks or skarn (composition, see Fig. 46) occur mostly in or at the formational contacts of the marbles. These are believed to be metamorphosed impure calcareous sediments. An important feature is that actinolite skarn always seem to frame the diopside skarn which never occurs in direct contact with the marbles. Saussuritization has probably proceeded completely; clinozoisite occurs only with albitic plagioclase. Garnet and scapolite are not present.

The amphibolites are of geochemical and field reasons assumed to be magmatic and probably supracrustal in origin. The chemical and mineralogical differences between the three field types (see Tables IX and X) are explained partly by tectonic processes (type 2) and partly by mixing with pelitic materials (type 1 and 2). The most pure and basic amphibolite (type 3) is found in surroundings indicating minimal supply of pelitic material, that is within the marbles of the Anders Larsa Group.

In the amphibolites southeast of Bleikvann there is a hydrothermally altered meta-peridotitic lense surrounded by a reaction zone of talc, chlorite, epidote-clinozoisite and minor minerals such as andesine, albite, hornblende, biotite and muscovite. Actinolite and tourmaline occasionally reach high concentrations. Blue or white corundum is present, but this is sometimes altered into a dense aggregate of margarite and muscovite.

The kyanite-staurolite-gneisses from the Bleikvassli mine area, exhibit a systematic difference between the calculated mesonorm (somewhat modified towards the actual composition, Tab. XIII) and the observed mode. This is partly explained by quenching processes extracting the K_2O from the micas and partly by assuming that brittle micas instead of muscovite, make up the dense alteration rims around the kyanite porphyroblasts.

If the two feldspars of the microcline gneiss are in equilibrium, Barth's (1962) two-feldspar thermometer indicates a temperature of $250^{\circ}C \pm 50^{\circ}$ for the formation of the gneiss. This temperature is much lower than the possible crystallization temperature of the surrounding schists, but well in agreement with the absence of perthite in the grid-twinned microcline of the gneiss. The extremely high K_2O -content of the gneiss indicates metasomatism rather than isochemical recrystallization of a sediment. The existence of the sulphide body and concentrations of tourmaline indicates migration of various elements in addition to K_2O . The ore body is metamorphosed (Vokes, 1963), and if epigenic, must have been emplaced after the main metamorphism, but before the close of the last metamorphism. However, another possibility is that the sulphide lense was present as a part of the sedimentary succession and took part in the first deformation phase. During the second deformation the silicates recrystallized, but the ore minerals remained as stable relics (proterogenic products). The formation of the metasomatic microcline gneiss probably took place at this stage. The source area of K_2O could be the kyanite-staurolite-gneisses adjacent to the microcline gneiss body.

The mineral parageneses are discussed on page 133, the peak of the first metamorphism seems to have reached the lowest part of the amphibolite facies. Analyses of several garnets suggest a subdivision of the rocks into a garnet sub-facies covering most of the area except the mine district which falls into the sillimanite-kyanite subfacies (see Fig. 52). The apparent higher metamorphism in the mine area is

probably due to an «almandinous metamorphism» (Miyashiro, 1953) characterized by higher pressure; the temperature may have been the same for the whole area. The second progressive metamorphism would seem to have reached the lower part of the epidote-amphibolite facies.

Appendix.

Arbeidsmetoder og hjelpemidler.

Kartgrunnlaget ved undersøkelsene har vært kart i målestokk 1:50 000, serie AMS M711. Flyfoto i målestokk ca. 1:15 000 dekker fire femtedeler av feltet, og disse har vært benyttet som grunnlag i felt. Alle strukturobservasjoner er foretatt med kompass inndelt i 400^s. Observasjoner er projisert på Schmidt nett, undre halvkule, og kontureringen er utført i følge Strand (1944).

Ved stratigrafisk inndeling av bergartene har jeg fulgt anbefalinger gitt i Henningsmoen (1955 og 1961).

Optiske metoder. Modalanalysene er foretatt ved punkttelling av slip og kuttete bergartsstykker. Ved sliptelling har jeg benyttet elektrisk punkttellerapparat (Swift & Son) tilkoplek vanlig bergartsmikroskop. Bergartsprøvene er analysert ved telleapparater beskrevet av Smithson (1963).

Usikkerheten ved punkttelling har vært diskutert bl.a. av Chayes (1956). Ved å legge punkttraversen i ca. 40° vinkel til foliasjonen (Chayes, op. cit., p. 26), telle over relativt store flater og benytte inntil 1000 punkter for ulikekornete bergarter, kan usikkerheten for hovedmineralene anslås til ca. 5—8 %, større for bimineraler og aksessoriske mineraler.

Farging av K-fspat i slip og bergartsprøver. For å kunne skille kvantitativt mellom K-feltspat, plagioklas og kvarts har jeg etset slip og bergartsstykker med flussyre og farget K-feltspaten med kobolt-heksa-nitrit. Prosedyrene er beskrevet av Broch (1960) og Bailey and Stevens (1960).

Farging av karbonatbergarter. Canal (1947) undersøkte flere fargemetoder for å bestemme mengdeforholdet mellom dolomit og kalkspat i marmor. Han anbefaler (p. 235) en metode basert på reaksjon mellom kalkspat og sølvnitrat etterfulgt av en reaksjon mellom det dannede sølvkarbonat og kaliumkromat. Dette gir en rød sølvkromatfarge på kalkspat, mens dolomit forblir hvit.

Mineralseparering. Ved separering av granater fra glimmerskifer og amfibolit ble bergartene nedknust til en kornstørrelse på ca. 90 mesh og støvfraksjonen utskilt ved slemming. Prøvene ble deretter behandlet med tunge væsker:

Acetylén Tetrabromid ($d = 2,96 \text{ g/cm}^3$) fortynnet med aceton,

Clericis løsning ($d \approx 4,0 \text{ g/cm}^3$) fortynnet med vann

og med Frantz Isodynamic magnetseparator.

Variierende grad av magnetiske egenskaper og vekslende innhold av inklusjoner gjorde en skjematisk prosedyre umulig.

Granatenes tetthet ble bestemt ved hjelp av pyknometere på 2—5 gr rent mineral.

Granatenes cellestørrelse ble bestemt ved utmåling av refleksjonene på Guinieropp-tak (NONIUS-Guinier fokuserende kamera). Metoden er beskrevet f.eks. i Azároff

and Buerger (1958). Guinieropptak ble benyttet p.g.a. sin større oppløsningsevne i relasjon til 9 cm diffraksjonsopptak (Debye-Scherrer-metoden). Som «internal standard» ble anvendt Pb (NO₃)₂.

Bestemmelse av margaritens kantlengder. 1. Bestemmelse av de observerte d-verdier. Det ble foretatt 9 cm diffraksjonsopptak da det var meget lite stoff tilgjengelig. Kameraets effektive radius ble bestemt til $r = 45,0$ mm, noe som gir følgende enkle relasjon mellom glansvinkel θ og s-verdi: $\theta = \frac{\pi}{s}$, d-verdiene fås deretter, ved 1. ordens refleksjoner, av relasjonen $d_{hkl} = \frac{\lambda}{2\sin\theta}$ der λ er bølgelengden for den benyttede stråletype), eller direkte ved hjelp av «Tables of Interplanar Spacings for Angle 2θ , General Electric, X-ray Dpt».

2. Bestemmelse av den monokline vinkel ble foretatt ved hjelp av et Weissenberg-opptak som jeg fikk utføre på Sentralinstituttet for Industriell forskning, Blindern.

3. Kalkulering av d-verdier. Indisering. Azároff and Buerger (1958, p. 53) gir følgende relasjon mellom d-verdi og cellens geometri i det monokline system:

$$Q = \frac{1}{d_{hkl}^2} = \frac{h^2}{a^2 \sin^2 \beta} + \frac{k^2}{b^2 \sin^2 \beta} + \frac{2hk \cdot \cos \beta}{ab \sin \beta} + \frac{l^2}{c^2}$$

Ved innsetning av den målte β og antatte verdier for kantlengdene a , b og c , kan en regne ut Q for alle mulige hkl. For sammenlignings skyld omgjøres de observerte d-verdier til Q -verdier. Ved prøving og feiling finner en frem til kantlengder som gir overensstemmelse mellom d_{obs} og d_{kalk} . Differansen ($d_{\text{obs}} - d_{\text{kalk}}$) er den systematiske feil (filmskrumpning, absorpsjon av røntgenstråler etc.) som avtar mot null ved $\theta = 90^\circ$.

4. Beregning av kantlengdene. I stedet for å benytte mange refleksjoner og foreta grafisk ekstrapolering, har jeg valgt samme fremgangsmåte som f.eks. Harder (1956) har gjort ved beregning av kantlengder for paragonit. Han benytter noen få refleksjoner fra områder på filmen hvor den systematiske feil er liten (stor θ). Jeg har benyttet refleksjonene (006), (200), (00 · 10) og (060).

Lite materiale og opptak uten internal standard har medført stor total usikkerhet som er anslått til 0.04 Å.

Kjemiske undersøkelser.

Til én bergartsanalyse (amfibolitt nr. 69) er anvendt vanlige våtkjemiske analysemetoder.

Alkaliene er bestemt på «EEL Flame Photometer Mod. A». P₂O₅ og MnO (også i granatene) er bestemt på «Beckmann Spectrophotometer mod. B».

De øvrige analysene er utført ved røntgen-fluorescens analyse («Phillips X-ray Fluorescence Spectrometer»). Som standarder er benyttet G-1 og W-1 samt standarder fra National Bureau of Standards. Prøver og standarder er fremstilt som piller av sammenpresset, uforynnet bergartsmel (ca. 150 mesh). Al₂O₃-verdiene er korrigert ved hjelp av korreksjonsfaktoren gitt av Volborth (1963).

Litteraturliste.

NGT — Norsk Geologisk Tidsskrift.

NGU — Norges Geologiske Undersøkelse.

De øvrige forkortelser følger i størst mulig grad «Suggestions to authors of the reports of the United States Geological Survey, 1958».

- Azároff, L. V., and Buerger, M. J.* (1958). The Powder Method in X-ray Crystallography. New York, Mc Graw-Hill, 342 p.
- Bailey, E. B.* (1838). Eddies in mountain structure. Geol. Soc. London Quart. Jour. 94, p. 607—625
- Bailey, E. H., and Stevens, R. E.* (1960). Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. Am. Mineralogist, 45, p. 1020—1025.
- Ball, T. K., Gunn, C. B., Hopper, P. R., and Lewis, D.* (1963). A preliminary geological survey of the Loppen district, West Finnmark. NGT, 43, hefte 2, p. 215—246.
- Barth, T. F. W.* (1928). Kalk- und Skarngesteine im Urgebirge bei Kristiansand. Neues Jahrb. Min. Petr., 57, Abt. A, p. 1069—1108.
- (1956). Zonal structure in feldspars of crystalline schists. Tercera Reunión Internacional Sobre Reactividad de los Sólidos, Madrid, april 1956, Sección III.
 - (1957). Temperature relations of the mineral facies of metamorphic rocks. Jour. Madras Univ., 27, No. 1, Centenary Number, p. 37—48.
 - (1962 a). Theoretical Petrology. Second ed. New York, John Wiley & Son, 416 p.
 - (1962 b). The feldspar geologic thermometers. NGT, 42, 2. halvbind, p. 330—339.
 - (1963). Contributions to the mineralogy of Norway. No. 22. Vesuvianite Kristiansand, other occurrences in Norway, the general formula of Vesuvianite. NGT, 43, hefte 4, p. 457—472.
- Billings, M. P.* (1954). Structural Geology. Second Ed. New York, Prentice-Hall, 514 p.
- Bjørlykke, K.* (1965). The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway. 20. The geochemistry and mineralogy of some shales from the Oslo Region. NGT, 45, hefte 4, p. 435—456.
- Broch, O. A.* (1926). Ein Suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo. NGT, 9, hefte 2, p. 81—223.
- (1961). Quick identification of potash feldspar, plagioclase and quartz for quantitative thin section analysis. Am. Mineralogist, 46, p. 752—753.
 - (1964). Age determination of Norwegian minerals up to March 1964. NGU, 228, p. 84—113
- Brown, G.* (1961). X-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals. Min. Soc., London, 544 p.
- Bryhni, I.* (1958). The controversy on linear structures in the Scottish Highlands. Term Paper, Univ. California, Berkeley, Fall Semester 1958, p. 1—18.
- (1962). Structural analysis of the Grøneheia area, Eikefjord, western Norway. NGT, 42, hefte 4, p. 331—369.

- (1964). Contribution to the mineralogy of Norway. No. 26. Chromium muscovite in meta-anorthosite. NGT, 44, hefte 3, p. 353—363.
- Bugge, C. (1951). Corundum at Farsjø, Nes, Romerike. NGT, 39, hefte 1, p. 77—83.
- Bugge, J. A. W. (1945). Löddesöl skarnforekomst. NGT, 25, p. 35—47.
- (1948). Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. NGU, 171, p. 1—149.
- Canal, P. (1947). Étude des méthodes de coloration sélective de la calcite des surfaces polies. Revue de l'Institut du Pétrole et Annales des Combustibles liquides, No. 5, p. 1—11.
- Cbayes, F. (1956). Petrographic Modal Analysis. New York, John Wiley & Son, 113 p.
- Cloos, E. (1946). Lineation. A critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Am. Memoir, 18, 1946.
- Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussmann, J. (1962). Rockforming Minerals, Vol. I—V, London, Longmans.
- Dietrich, V. R. (1960). Banded gneisses of the Randesund area, southeastern Norway. NGT, 40, hefte 1, p. 13—65.
- Ekola, P. (1921). On the eclogites of Norway. Vid.-selsk. Skr. Kristiania. I. Mat. naturv. Kl., 1. Bind, No. 8, 118 p.
- (1932). On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Com. Geol. de Finlande, no. 97, Soc. Geol. Finlande, C. R., 5, p. 68—77.
- Evans, B. W., and Leake, B. E. (1960). The composition and origin of striped amphibolites of Connemara, Ireland. Jour. Petrology, 1, p. 337—363.
- Fairbridge, R. W. (1963). The importance of limestone and its Ca/Mg-content to paleoclimatology. Stensilert foredrag fra NATO Advanced Study of Palaeoclimates. Newcastle 1963.
- Geis, H. P. (1961). Strukturelle iakttagelser ved noen norske kistforekomster. NGT, 41, hefte 2—4, p. 173—196.
- Goldschmidt, V. M., (1911). Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-gebiete. Vid.-selsk. Skr., Kristiania, I. Mat.-naturv. Kl., 1. Bind, no. 1, 483 p.
- Grønbaug, A. (1959). En geologisk undersøkelse i området Majavatn—Kvigtind på kartbladet Børgefjell. Hovedoppgave 1959. Univ. Oslo.
- Gustavson, M. og Grønbaug, A. (1960). En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. NGU, 211, p. 26—74.
- Hadley, J. B. (1949). Preliminary report on corundum deposits in the Buck Creek peridotite, Clay County. U. S. Geol. Survey Bull. 948 E, p. 103—128.
- Harder, H. (1956). Untersuchungen an Paragoniten und natriumhaltigen Muskoviten. Heidelberger Beiträge zur Min. und Petr., 5, p. 227—271.
- Heier, K. S. (1962). The possible origin of amphibolites in an area of high metamorphism. NGT, 42, hefte 1—2, p. 157—167.
- Heinrich, E. Wm., Levinson, A. A., Levandovski, D. W., and Hewitt C. H. (1953). Studies in the natural history of micas. Engineering Research Institute, Univ. Michigan, Project M 978.
- Henningsmoen, G. (1955). Om navn på stratigrafiske enheter. NGU, 191, p. 5—7.
- (1961). Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. NGU, 213, p. 2224—228.
- Hills, E. S. (1963). Elements of Structural Geology. London. Methuen & Co., 480 p.

- Hoel, A. (1910). Okstinderne. Fjeldgrunden og bræerne. NGU, 57, p. 1—49.
- Holtedahl, O., redaktør (1960). Geology of Norway. NGU, 208, p. 1—540.
- Howie, R. A., and Subramaniam, A. P. (1957). The paragenesis of garnet in charnockite enderbite and related granulites. *Min. Mag. & Jour. Min. Soc.*, 31, No. 238, p. 565—586.
- Kalsbeek, F. (1962). Petrology and structural geology of the Berlanche — Valloire area. Thesis Rijksuniversiteit, Leiden, 136 p.
- Kerr, P. F. (1959). Optical Mineralogy. New York. Mc Graw-Hill, 442 p.
- Kvale, A. (1948). Petrological and structural studies in the Bergsdalen Quadrangle, Western Norway. Part II. Structural Geology. Bergens Museums Årb. 1946 og 1947, Naturv. rekke nr. 1, p. 1—225.
- Kulling, O. (1955). Beskrivning till berggrundskarta över Vesterbottens län. 2. Den Kaledonske fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. Sveriges Geol. Unders., ser. Ca, no. 37, p. 101—296.
- Leake, B. E. (1964). The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *Jour. Petrology*, 5, No. 2, p. 238—255.
- Leith, C. K. (1905). Rock Cleavage. U. S. Geol. Surv. Bull. 239.
- Lien, H. (1956). En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hatfjelldal. Hovedoppgave 1956. Univ. Oslo.
- Lindström, M. (1957). Tectonics of the area between Mt. Keron and lake Allesjaure in the Caledonides of Swedish Lapland. Lunds. Univ. Årsskr., N.F., Avd. 2, 53, No. 11, p. 1—33.
- (1963). Field trip to the caledonian overthrust nappes in Sweeden. Ekskursjonsguide 1963, p. 1—24.
- Moorbath, S., and Vokes, F. M. (1963). Lead isotope abundance studies on galena occurrences in Norway. NGT, 43, hefte 3, p. 283—343.
- Miyashiro, A. (1953). Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, p. 179—208.
- (1958). Notes on rock forming minerals. (5). Pyralspite and staurolite in schist from Vermont. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 64, p. 649—650.
- (1961). Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, 2, No. 3, p. 277—311.
- Neumann, H. (1960). Apparant ages of norwegian minerals and rocks. NGT, 40, hefte 3—4, p. 173—191.
- Nicholson, R., and Walton, B. J. (1963). The structural geology of the Navervatn—Storglomvatn area, Glomfjord, northern Norway. NGT, 43, hefte 1, p. 1—59.
- Nissen, A. (1965). En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavatn, spesielt granaters sammensetning ved regional metamorfose. NGU, 234, p. 103—159.
- Oftedahl, Chr. (1963). Contributions to the mineralogy of Norway. No. 19. Red corundum of Froland at Arendal. NGT, 43, hefte 4, p. 431—441.
- Oxaal, J. (1911). Fra Indre Helgeland. NGU, 59, p. 1—68.
- Padget, P. (1955). The geology of the Caledonides in the Birtavarre Region. NGU, 192, p. 1—107.
- Parker, R. B. (1961). Rapid determination of the approximate composition of amphiboles and pyroxenes. *Am. Mineralogist*, 46, p. 892—900.

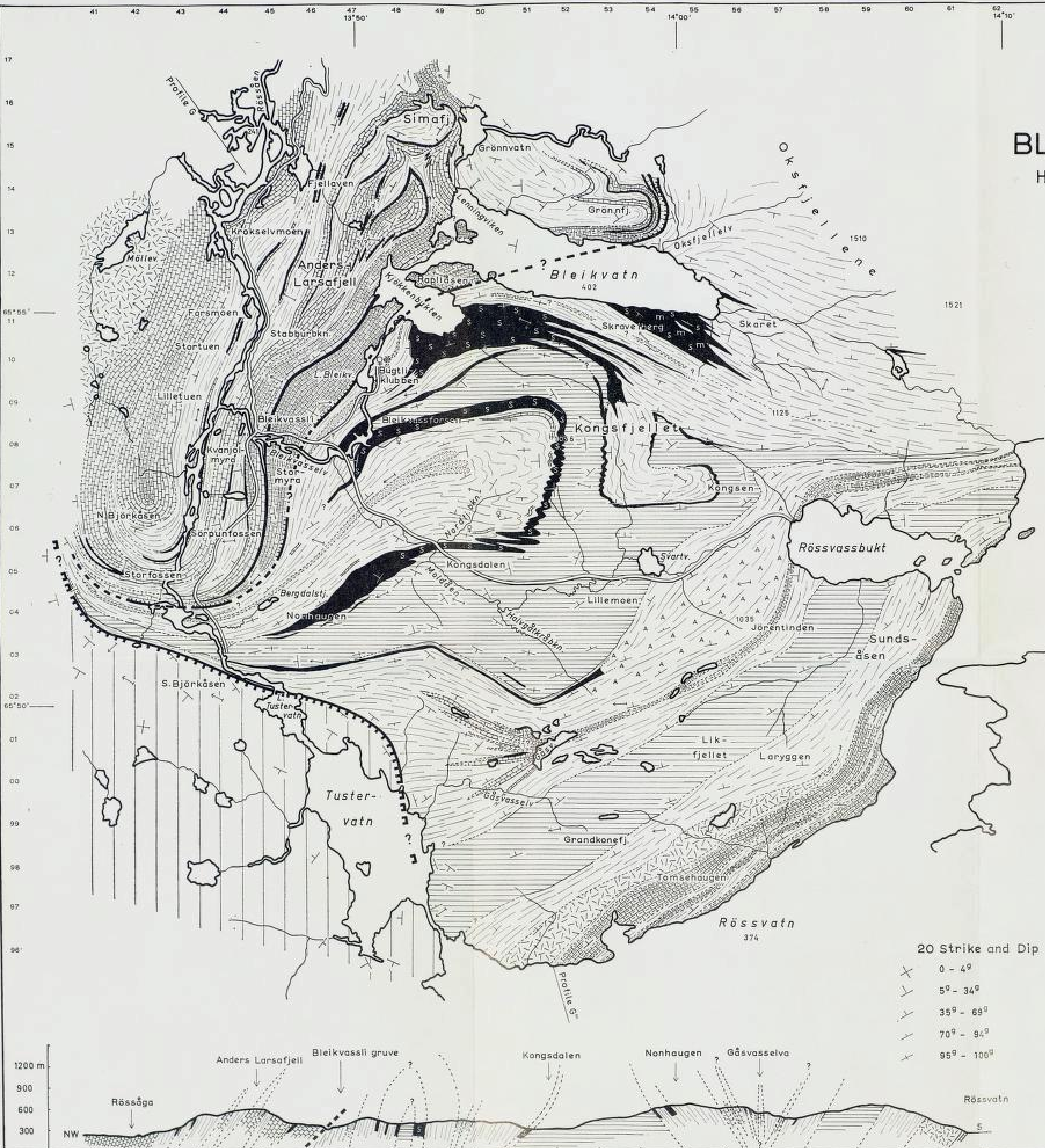
- Pettijohn, F. J.* (1957). *Sedimentary Rocks*. Second ed. New York. Harper, 718 p.
- Ramberg, H.* (1944). En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. NGT, 23, p. 1—174.
- (1952). *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. Chicago, 317 p.
- Ramberg, I. B.* (1964). En strukturell og petrografisk undersøkelse av berggrunnen rundt Bleikvassli gruve, kartblad Røssvatn. Hovedoppgave 1964 II, Univ. Oslo.
- Ramsay, J. G.* (1958). Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire. Geol. Soc. London Quart. Jour., 113, p. 271—308.
- (1960). The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. Jour. Geology, 68, No. 1, p. 75—93.
- (1962). The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. Jour. Geology, 70, No. 3, p. 309—327.
- Ramsay, J. G.* and *Sturt, B. A.* (1963). A study of fold styles, their associations and symmetry relationships, from Sørøy, North Norway. NGT, 43, hefte 4, p. 411—431.
- Rekstad, J.* (1924). Hattfjellaldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. NGU, 124, p. 1—24.
- Rutland, R. W. R.* (1959). Structural geology of the Sokumvatn area, N. Norway. NGT, 39, hefte 4, p. 287—339.
- Rutland, R. W. R.* and *Nicholson, R.* (1965). Tectonics of the Caledonides in part of Nordland, Norway. Geol. Soc. London Quart. Jour., 121, p. 73—109.
- Rutten, M. G.* (1962). *The Geological Aspects of the Origin of Life on Earth*. Amsterdam—New York, 146 p.
- Sander, B.* (1930). *Gefügekunde der Gesteine*. Springer Verlag, Wien 1930.
- (1948). Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, Teil I, Springer Verlag, Wien 1948, 215 p.
- Schmalz, R. F.* (1963). Role of surface energy in carbonate precipitation. Geol. Soc. America, Abstract 1963, Ann. Meeting, p. 144.
- de Sitter, L. U.* (1939). Les porphyres luganois et leurs enveloppes, l'histoire géologique des Alpes tessinoises entre Lugano et Varese. Leidse Geol. Med., 11, p. 1—61.
- (1956). *Structural Geology*. New York. Mc Graw-Hill, 552 p.
- Skinner, B. J.* (1956). Physical properties of end-members of the garnet group. Am. Mineralogist, 41, p. 428—437.
- Smithson, S. B.* (1963). A point-counter for modal analysis of stained rock slabs. Am. Mineralogist, 48, p. 1164—1166.
- Sriramadas, A.* (1957). Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnet. Am. Mineralogist, 42, p. 294—298.
- Strand, T.* (1944). A method of counting out petrofabric diagrams. NGT, 24, p. 294—98.
- (1951). The Sel and Vågå map areas. Geology and petrology of a part of the Caledonides of sentral southern Norway. NGU, 178, p. 1—117.
- (1953). Geologiske undersøkelser i den sydøstlige del av Helgeland. NGU, 184, p. 124—142.
- (1955). Sydøstligste Helgelands geologi. NGU, 191, p. 56—71.

- (1958). Greenschist from the south-eastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. *NGU*, 203, p. 112—130.
- Strunz, H.* (1957). *Mineralogischen Tabellen*. Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig, 448 p.
- Sturt, B. A.* (1962). The composition of garnets from pelitic schists in relation to grade of metamorphism. *Jour. Petrology*, 3, No. 2, p. 182—191.
- Sutton, J., and Watson, J.* (1954). The structural and stratigraphic succession of the Moines of Fanish Forest and Strath Bran, Ross-shire. *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, 110, p. 21—54.
- Tennant, C. B., and Berger, R. W.* (1957). X-ray determination of the dolomite-calcite ratio of a carbonate rocks. *Am. Mineralogist*, 42, p. 23—29.
- Tröger, W. E.* (1959) *Optische Bestimmung der gesteinsbildende Minerale*. Stuttgart, 147 p.
- Turner, F. J., and Verboogen, J.* (1960). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Second ed. New York. McGraw-Hill. 694 p.
- Turner, F. J. and Weiss, L. E.* (1963). *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York. McGraw-Hill. 545 p.
- Vogt, J. H. L.* (1897). *Norsk marmor*. *NGU*, 22, p. 1—364.
- (1900). *Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningsdalens sølv-ertsganger*. *NGU*, 29, p. 1—178.
- Vogt, Th.* (1927). *Sulitelmafeltets geologi og petrografi*. *NGU*, 131, p. 1—560.
- Vokes, F. M.* (1957). The copper deposits of the Birtavarre district, Troms, Northern Norway. *NGU*, 199, p. 1—239.
- (1960). Contribution to the mineralogy of Norway. No. 7. Cassiterite in the Bleikvassli ore. *NGT*, 40, hefte 3—4, p. 193—201.
- (1962). Contributions to the mineralogy of Norway. No. 15, Gahnite in the Bleikvassli ore. *NGT*, 42, hefte 4, p. 317—330.
- (1963). Geological studies on the caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway. *NGU*, 222, p. 1—126.
- Volborth, A.* (1963). Total instrumental analysis of rocks. Part A: X-ray spectrographic determination of all major oxides in igneous rocks, and precession and accuracy of a direct pelletizing method. *Nevada Bureau of Mines, Report 6*, 1963.
- Walker, K. R., Joplin, G. A., Lovering, J. E., and Green, R.* (1960). Metamorphic and metasomatic convergence of basis ingeous rocks and lime-magnesian sediments of the precambrian of the north-western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 6, part 2, p. 149—179.
- Weber, J. N.* (1964). Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, No. 11, p. 1817—1868.
- Weiss, L. E.* (1959). Geometry of superposed folding. *Geol. Soc. America Bull.*, 70, p. 91—106.
- Williams, H., Turner, F. J., and Gilbert, C. M.* (1954). *Petrography. An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections*. San Francisco, Freeman, 406 p.

- Wilson, G.* (1953). Mullion and rodding structures in the Moine series of Scotland. *Geologists' Assoc. Proc.*, 64, p. 118—151.
- Winchell, A.* (1951). *Elements of Optical Mineralogy*. New York. John Wiley & Son. 551 p.
- Winchell, H.* (1958). The composition and physical properties of garnets. *Am. Mineralogist*, 43, p. 595—600.
- Yoder, H. S.* (1952). The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-system and the related metamorphic facies. *Am. Jour. Sci.*, Bowen Vol., p. 569—627.

GEOLOGICAL MAP
of the
BLEIKVASSLI AREA
HELGELAND, NORTH NORWAY

by
IVAR B. RAMBERG
1964



LEGENDE

- 1 Calcite & Dolomite Marble
- 2 Marble with Schist Horizons
- 3 Amphibolite
- 4 —||— with Schist Horizons
- 5 —||— with Marble Horizons
- 6 Metaperidotite in Amphibolite
- 7 Quartzite
- 8 Garnet Mica Schist
- 9 —||— rich in Amphibolite
- 10 Calcareous Mica Schist
- 11 Foliated Granite
- 12 Overthrust Rocks
- 13 Thrust Zone with Mylonites
- 14 Tectonic Line
- 15 Observed Boundary
- 16 Inferred Boundary
- 17 Fold Axis, Lination
- 18 The Mining Area: Bleikvassli Zn-Pb-pyrite Mine, Microcline Gneiss
- 19 Claims SE of Bleikvassli Mine

- 20 Strike and Dip
- 0 - 4°
 - 5° - 34°
 - 35° - 69°
 - 70° - 94°
 - 95° - 100°



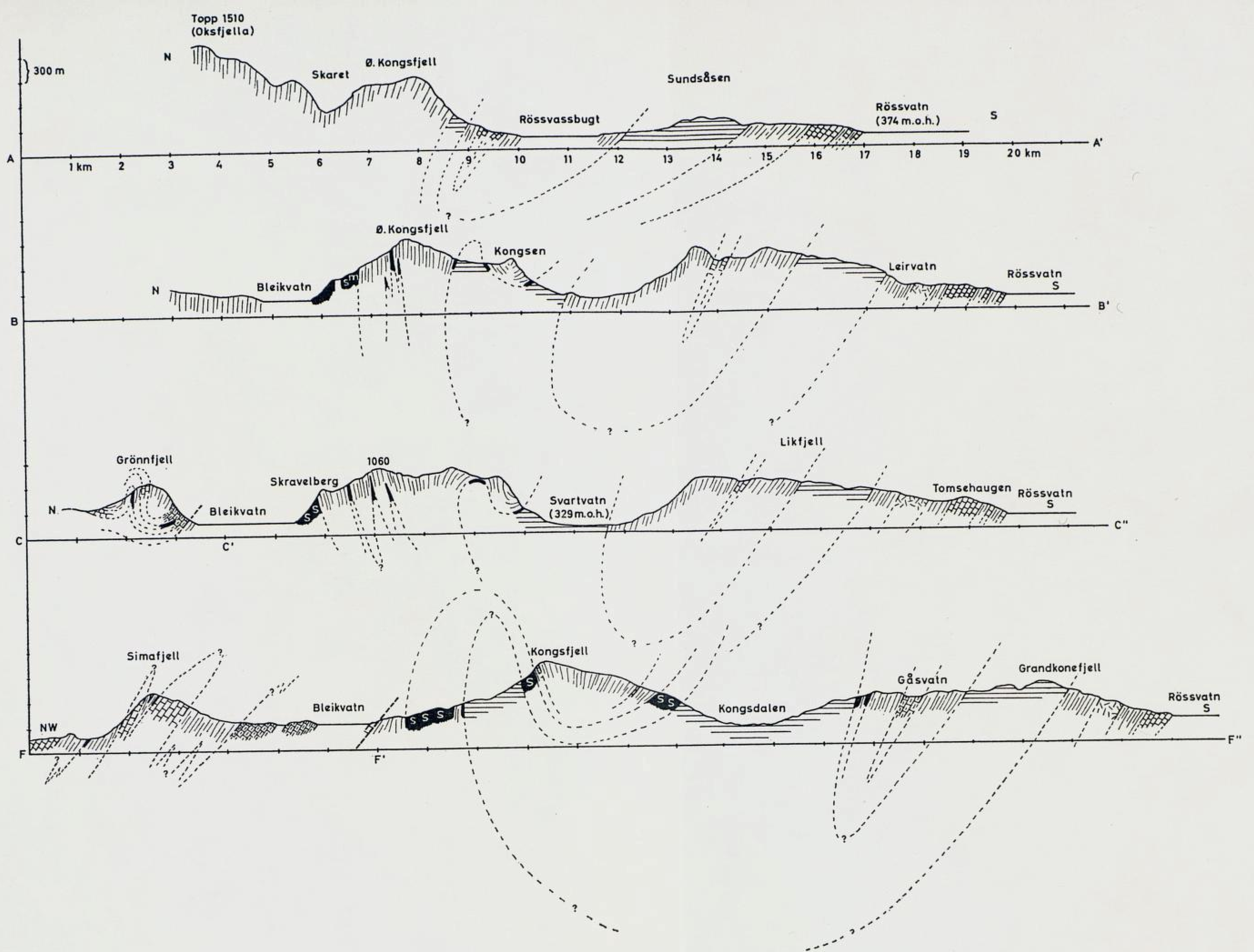


Fig. 35. Skjematiske nord—syd-gående profiler AA', BB' og C C'C'', fra området Østre Kongsfjell—Jørentind, og profilet F F'F''F''' (alternativ I) over Simafjell, Kongsfjell og Grandkonefjell. Se nøkkelkart, Fig. 53.

Schematical north—south profiles, AA', BB' and C C'C'', in the area of Østre Kongsfjell — Jørentind, and the profile F F'F''F''' (alternative I) passing through Simafjell, Kongsfjell and Grandkonefjell. See Key map, Fig. 53.