

# ANORTHOSITTKOMPLEKSET I HEIDAL

VED

TORE GJELSVIK

Med 28 figurer. Engl. Summary.

## FORORD

I dette arbeide fremlegges en del av resultatene av de geologiske undersøkelser undertegnede foretok i Heidal somrene 1940—41. Materialet er bearbejdet ved Universitetets mineralogiske institutt under professor Tom F. W. Barths ledelse. Avhandlingen ble fremlagt til Matematisk-naturvitenskapelig embetseksamens spesielle avdeling våren 1942. Når det først nå foreligger trykt, skyldes det at jeg etter min eksamen måtte legge det geologiske arbeid til side for å kunne utføre min plikt i Hjemmefronten. Den lille bearbejdelse som måtte til for trykning (summary etc.), har jeg derfor ikke kunnet ta fatt på før i høst.

Jeg vil nytte høvet til å takke Norges Geologiske Undersøkelse ved direktør C. Bugge for den økonomiske støtte jeg har mottatt til arbeidet. Likeledes er jeg statsgeolog, dr. T. Strand megen takk skyldig for at han så beredvillig innførte meg i de alminnelige geologiske forhold i området. Professor W. Werenskiold har også arbeidet meget i disse og nærliggende strøk, og jeg er meget takk-nemlig for at jeg har fått lov til å benytte hans dagbøker, karter og annet materiale. Størst takk skylder jeg imidlertid min lærer ved Mineralogisk institutt, Professor Barth, for hans inspirerende veiledning i arbeidet, og for annen hjelp i de årene vårt land var undertrykket.

Mineralogisk institutt, sept. 1945.

*Tore Gjelsvik.*

## OVERSIKT OVER DE STRATIGRAFISKE FORHOLD I HEIDAL

Før jeg går over til å behandle det egentlige tema: Bergen—Jotun-stammens ledd i Heidal, vil jeg gi en kort oversikt over de stratigrafiske forhold, da disse er av atskillig interesse for den alminnelige geologi i fjellkjeden. På dr. Strands geologisk-tektoniske kart, fig. 1, er det område jeg har undersøkt, inntegnet med en firkant.

Som dr. Strand har gjort oppmerksom på (11), tilhører Bergen—Jotun-stammens ledd i Heidal et krystallinsk kompleks, som danner underlaget for lagrekken omkring Otta, og som er skjøvet opp på en avdeling av sparagmittiske og kambrisk-ordoviciske lag. Jeg behandler i denne stratigrafiske oversikt bare bergartene i det overskjøvne flak.

Overalt hvor det er mulig å konstatere forholdet mellom bergartene, ligger en relativ massiv bergart tilhørende Bergen—Jotun-stammen i bunnen. Dette er ganske interessant, idet man tidligere bare kjente Bergen—Jotun-stammens bergarter som overskjøvne flak uten andre bergarter over (Jotunheimen), eller som steiltstående lag hvis relasjon til sidebergartene er tvilsom (Bergen-feltet). Denne massive bergart forgneises mot grensene, slik at overgangen til den overliggende bergart, helleberg, blir meget jevn. Over dette kommer et tynt lag av en karakteristisk glimmerbergart, som fører små knuter og linser av sterkt omvandlet, men nokså basisk plagioklas. Jeg har i feltet kalt den en småøyegneis. Så følger et nytt lag helleberg. Med skarp grense mot dette kommer så et lag granatglimmerskifer. Dette går oppover jevnt over i grålige eller grønne skifer med gneis- eller sandsteinslignende lag. Inne i denne lagrekke forekommer lagerganger av synorogene kaledonske eruptivbergarter, dels sausrittgabbroer, dels trondhemitter og granitter.

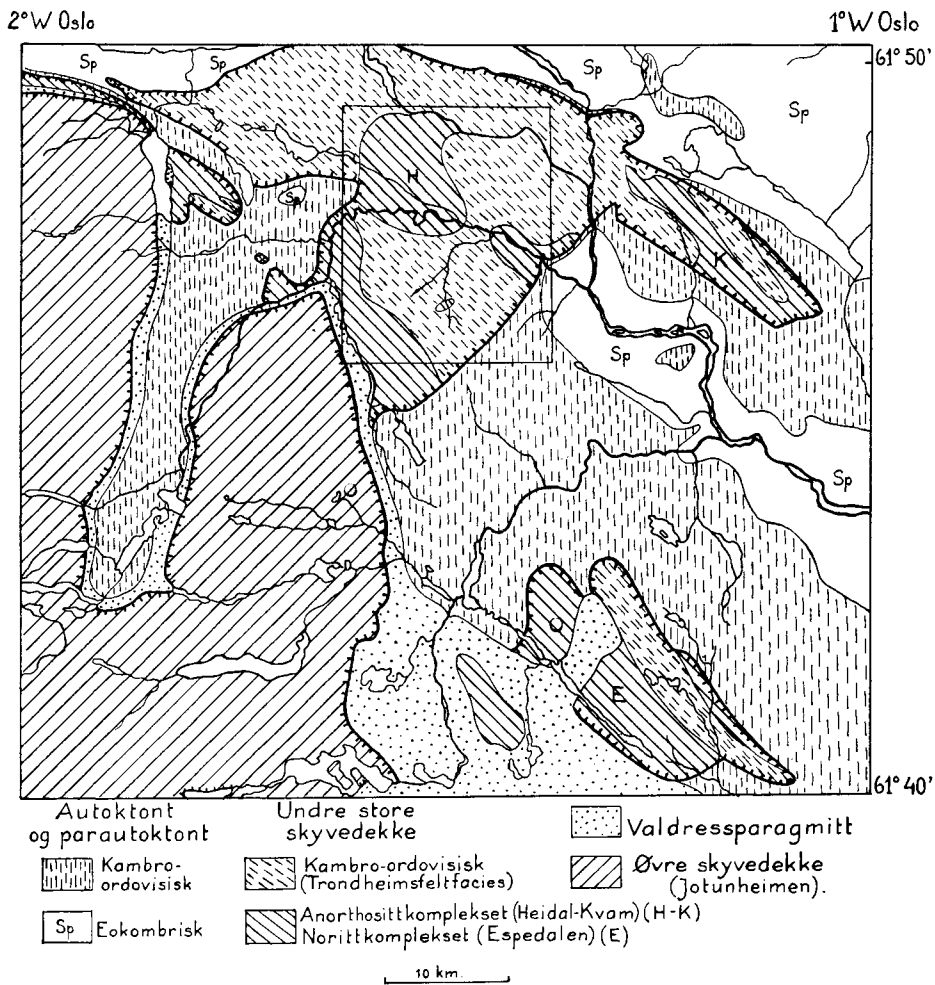


Fig. 1. T. Strand: Tektonisk oversiktskart over midtre Gudbrandsdalen og fjellstrøkene vestenfor og sønnenfor.

Tykkelsen på lagene varierer en del. Kwartsittlagene mellom 100 og 300 m tilsammen, granatglimmerskiferen 50 til 200, og de øverste skifrer kan gå opp i ca. 2000 m.

Stratigrafien er klarest i et profil fra Rudihø over Hovdapiigg og til Bruvik i Lalm:

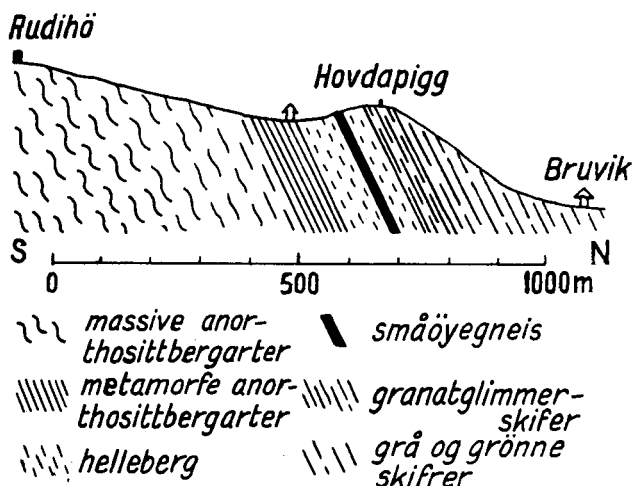


Fig. 2. Profil over lagrekken fra Rudihø til Bruvik.

## ANORTHOSITTKOMPLEKSET

### Innledning.

Med denne betegnelse sammenfatter jeg de bergarter av Bergen—Jotun-stammen som finnes i Heidal. Det er ingen ubetinget heldig betegnelse, for det finnes ingen ren anorthositt i det hele tatt. Men det eksisterer heller ingen annen betegnelse som etter min mening passer på disse inhomogene bergarter, hvis karakter skifter fra meter til meter, men i gjentakende rekkefølge.

Som det vil framgå av beskrivelsen er det en rekke bergarter tilhørende anorthositt—charnoccitt-stammen som er sammenfattet i betegnelsen. Men da de primært er mere basiske enn sure, har jeg valgt å bruke betegnelsen anorthosittkompleks som et samlenavn. En kunne

kanskje med like stor rett kalle det mangerittkompleks, men det er vel litt for snevert.

Å finne de rette navn på bergartene i Heidal, har vært et problem for alle geologer som har besøkt dalen. K. O. Bjørlykke har funnet uttrykk for det i et lite hjertesukk:

»Når man fra Nordre Fron kommer over i Hedalen, er det første inntrykk at man befinner seg i et nytt felt, hvis bergarter er meget forskjellig fra Nordre Frons, og dessuten så omvandlet, at man har vanskelig for å finne betegnende petrografiske navn.«

Jeg kunne tilføye at det ikke bare er omvandlingen av bergartene, som gjør det vanskelig å finne de rette navn, men også den primære utvikling.

### **Tidligere undersøkelser.**

I »Det centrale Norges fjellbygning« nevner Bjørlykke noen av disse bergarter. Således side 240 fra Grotebekken ovenfor Bilbengårdene, hvor han kaller bergarten en rødlig granittisk bergart, som vestover og nordover går over i en grålig, hard bergart med større og mindre feltspatøyne og hornblendekrystaller, den nærmer seg en gneisbergart. Fra Sjoa ved Faukstadgardene nevner han »en noe skifrig, stripet og strukket glimmerholdig bergart, der sannsynligvis er en omvandlet form av den granittiske bergart, der står i Grotebekken og Hedals Gråhø«.

Side 249 nevnes en blotning ved kvernen i Trykelva (Trykju). Her står en bergart som er »dels lys, stripet, granatførende, dels grønnlig stripet, hornblende- og klorittførende«. Videre nevner han løsblokker som består av en tett, stripet, granatførende bergart av et granittisk utseende. Lignende bergarter fant han i fast fjell ved vegkrysset nær Reiret på Heidalsskogen.

Til slutt nevner han dem under sin sammenfatning om Heidalbergartene (s. 254). Han er der inne på aldersspørsmålet, og han anser det ikke for umulig at de er av samme alder som de gjennomsettende »hvite granitter« altså trondhemittene, i analogi med Dovres hvite granitter og Folldalens granulitter.

I sitt kjente arbeid om eruptivbergartene i høyfjellet mellom Stavanger og Trondheim har V. M. Goldschmidt en fotnote (3 s. 37) om en gabbroid varietet av dette anorthosittkompleks. Han sier der, omsett til norsk: »Enda mer utpreget enn hos de typiske Jotunnoritter

er den granulittiske habitus utviklet i den gruppe av Bergen—Jotunbergarter, som opptrer i området omkring Heidalen. De viser den mest fullkomne granulitthabitus ved avvekslende leucokrate og melanokrate lag. Åpenbar primær granat er en viktig bestanddel i dem«. Senere, s. 92, sier han om de gabbroide bergarter i Heidalen i sin alminnelighet at de fleste uten tvil tilhører Bergen—Jotun-stammen.

### Utbredelse.

Anorthosittbergartene har sin største utbredelse i fjelltraktene omkring Heidalsskogen—Rudihø og Skarvhø. Likedan opptrer de over skyveplanet i nedre Heidal — fra Rauberget til Heidals Gråhø, og i en sone fra Heidalsmugen til Ellingsbørusten. De stikker også opp i Berdølas juv i en antiklinal.

### Primære bergarter og deres struktur.

Alle bergarter i dette område er påvirket av de voldsomme fjellkjedebevegelser i kaledonsk tid. Dette gjelder ikke minst anorthosittkomplekset. Det er blitt sterkt forgneiset i »skallet«, slik at det er dannet nye strukturer og mineraler som har visket ut de primære. Men i de sentrale partier har ikke metamorfosen være gjennomgripende nok, der er de primære trekk ganske godt bevart.

Jeg definerer primære strukturer i eruptivbergartene som R. Balk (1 s. 17): *Primære strukturer i eruptivbergartene er slike som er utviklet under størkningen. Men å sette et sikkert skille mellom primære og sekundære strukturer er ikke alle steder like lett. Det skyldes flere ting.<sup>1</sup> Blotningenes kvalitet er det atskillig å innvende mot. Dels er de for små, dels er lavvegetasjonen for rik. Dette gjelder også for de sentrale partier, omkring varden på Rudihø, hvor man kunne vente å finne de primære strukturer og mineraler best bevart.*

Under storflommen høsten 1938 gikk det imidlertid et stort ras fra Rudihø mot Ottadalen. Det begynte oppe i bratteste dalsiden (ca. 800 m o. h.) og stoppet opp ved utkanten av jordene øst for plassen Sørhaugen i nærheten av Eidefoss. Det flådde løsmaterialet av fjellet i ca. 1 kilometers lengde og opp til 20 meters bredde og

<sup>1</sup> Dersom det har vært et kontinuerlig trykk som har vart også etter at bergarten var helt størknet, vil det i det hele tatt ikke kunne settes noen skarp grense mellom primære og sekundære strukturer.

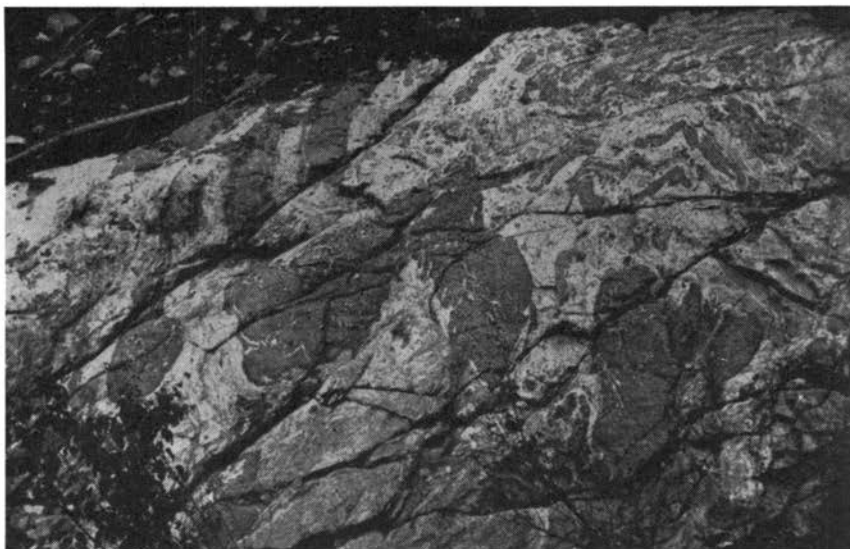


Fig. 3. Fra skredet ved Sørhaugen. Bildets bredde ca. 10 m.

frambrakte den rene ønskeblotning. Metamorfosen har til dels kommet langt, men de fleste primære trekk trer klart fram likevel.

Bergartene viser seg her å bestå av lyse, feltspatrike bånd, som inneholder mere eller mindre ferromagnetiske mineraler i små parallelle slirer og og bånd. Disse lyse bånd blir derfor planfoliert. Parallelt eller subparallelt med denne foliasjon ligger også større, ofte uregelmessige slirer, bånd og linser av gabbroid sammensetning. Disse partier er også ofte foliert, men noen har en retningsløs struktur, som en noe finkornet gabbro.

Denne struktur er identisk med Balks »flow foliation« eller enda bedre: »schlieren« på grunn av dens uregelmessige karakter. Fig. 3 og 4 forteller bedre enn mange ord om bergartens utseende.

Hvis disse strukturer skulde være resultatet av kaledonsk deformasjon, skulle en vente at de lengste aksene i de mørke slirer og linser var parallelle med den vanlige strekningsretning NNV—SSØ. Det er imidlertid ikke tilfelle. Det forekommer meg at den eneste rimelige forklaring på slike strukturer er at de er magmatiske strømningsstrukturer. Av samme oppfatning er R. Balk. Han hevder nemlig (1 s. 17) at man neppe kan anta at inneslutninger eller segresjoner kan være blitt dreid inn i plan som er parallelle med foliasjonsplanet



Fig. 4. Detaljbilde samme sted som fig. 3.

unntagen før eller under krystallisasjonen, og at derfor slike inklusjoner som er orientert parallelt foliasjonsplanet er et av de sikreste indisier på at strukturen er primær.

Dessuten viser det seg at de sekundære strukturer, som er utviklet i forbindelse med den kaledonske metamorfose, setter gjennom schlierenstrukturene.

Jeg finner derfor ingen bedre forklaring på disse strukturer enn den at de er dannet i et strømmende magma ved at allerede utkrySTALLISERTE mineraler har heftet seg sammen som skumdatter på rennende vann.

**Petrografi.** Anorthosittkomplekset består primært av følgende hovedmineraler: plagioklas, mikroperthitt, monoklin pyroksen og granat. Underordnede mineraler er apatitt, ilmenitt, magnetitt og rutil. En sjelden gang forekommer rombisk pyroksen og muligens primær hornblende. Sekundært, under den kaledonske metamorfose, er dannet en rekke mineraler. Disse skal behandles i et eget avsnitt.

Da mengdeforholdet mellom de 4 hovedmineraler varierer sterkt, må en skille mellom forskjellige bergarter, som gjennom overganger viser at de er genetisk forbundet.





Fig. 5. Granat-pyroxenlinse i Sjoa-gjelet.

*Granat-pyroxenitt.* I noen få lokaliteter, jeg har funnet 3, er bare granat og pyroksen til stede, mens perthitt og plagioklas mangler, den siste kan dog være aksessorisk. Granaten er sterkt pyrop-holdig, en eklogittgranat. I den ene lokalitet er foruten granat, både monoklin og rombisk pyroksen til stede, samt en hornblende som muligens kan være primær. Mineralene er jevnt fordelt, strukturen er eugranitisk. I den annen lokalitet finnes bare granat og monoklin pyroksen, samt litt plagioklas. Granat og pyroksen danner forholdsvis store krystaller, den siste er dog litt oppknust og uralittisert i kantene. Plagioklasen derimot danner små krystaller som ligger samlet i små mellomrom. Ingen av disse 2 lokaliteter er så godt blottet at man kan si nøyaktig hvor store de er. Bredden er vel 2—5 m, lengden kanskje 10—20 m.

Den tredje lokalitet er mindre, men vel så interessant. Det er en assymetrisk linse, som finnes i Sjoas gjel rett sør for Bjølstad (fig. 5).

Linsen består for største delen av vanlig planfoliert anorthosittgabbro. Inne i linsen sees mindre, mørke linsener, som vesentlig består av pyroksen og granat. Særlig partiet i kjernen er interessant. Det består helt overveiende av pyroksen og granat. Dels opptrer pyroksen

og granat sammen, dels i konkresjoner hver for seg. Noen flak av lys, brun glimmer fins også, men de er muligens sekundære. Dessuten fins 5—10 % apatitt. Granaten i denne linsen er den magnesiarikeste jeg har funnet. Dens kjemiske og fysikalske data finnes på side 25.

Disse granat-pyroksenlinser har en påfallende likhet med eklogitt. Men etter streng definisjon skal eklogittens monokline pyroksen være en omphacitt, og jeg har ikke noe holdepunkt for at den pyroksen som her forekommer, har noen jadeitt-komponent. Så vidt jeg kan se, er den pyroksen som opptrer i granat-pyroksenlinsene den samme som opptrer ellers i bergarten. Men granaten er en ekte eklogittgranat, og det kan være et spørsmål om en ikke bør la det være avgjørende for hvorvidt en granat-pyroksenitt bør kalles eklogitt eller ikke. Der må jo kjemisk analyse til for å fastslå at pyroksenen er en omphacitt.

I forbindelse med granat-pyroksenittlinsen i Sjoagjelet kan nevnes at det samme sted forekommer større linser (opptil  $1 \times 10$  m), som nesten utelukkende består av en noe omvandlet pyroksen med en merkelig struktur. En beskrivelse av den blir gitt under avsnittet om de primære mineraler.

*Granat-gabbro.* Det er en helt jevn overgang mellom granat-pyroksenitt og granat-gabbro, ved at mengden av pyroksen, delvis også granat, avtar, og feltspatmengden tiltar. Feltspaten er overveiende en sur andesin,  $an_{35}$ . Perthitt forekommer, men er mere sjelden.

Pyroksenen er, i alle de slip jeg har undersøkt, en diopsidisk pyroksen. Rombisk pyroksen har jeg ikke funnet. Granaten er nær den samme som forekommer i granat-pyroksenitt, men holder noe mer almandin. Disse 2 mineraler danner relativt store krystaller, oftest noe oppknust i kantene. Pyroksenen er også ofte bøyd og undulerende. Feltspaten danner i regelen en finkornet mellommasse, men innimellom finnes rester etter større krystaller, som da er bøyd og oppbrukket og omgitt av en grøt av mindre krystaller. Selv disse små krystaller er som oftest undulerende. Strukturen er en mørtelstruktur, som kan kalles porfyroklastisk, men hvor meget denne struktur skyldes protoklase og hvor meget skyldes kataklase, er ikke lett å si. Jeg gjengir her et karakteristisk mikrofotografi av et preparat av en granat-gabbro (Fig. 6).

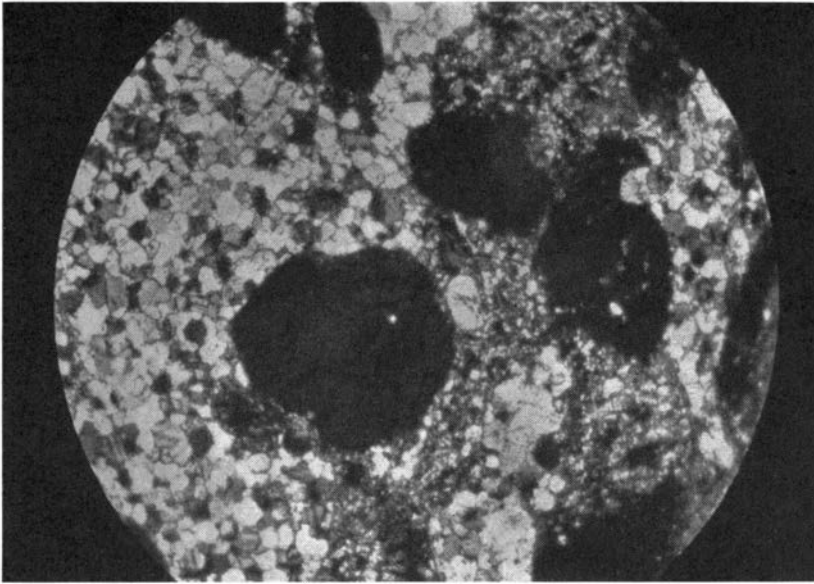


Fig. 6. Granatgabbro fra Rudihø. 22x. Kryss.n.

Jeg har analysert en anorthositt-gabbro fra Rudihø.

Tabell 1.

	Anorthositt- gabbro, Rudihø	Gj.snitt av 41 gabbroanalyser (Daly)
SiO <sub>2</sub> .....	49,17	48,24
TiO <sub>2</sub> .....	0,83	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19,08	17,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,46	3,16
FeO .....	7,20	5,95
MnO .....	0,11	0,11
MgO .....	6,21	7,51
CaO.....	10,76	10,99
Na <sub>2</sub> O .....	2,60	2,55
K <sub>2</sub> O .....	0,69	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,38	0,28
H <sub>2</sub> O.....	0,26	1,45
Sum.....	99,79	

Tabell 2.  
Norm for gabbro-analysen.

	°	ap	ilm	or	ab	an	mt	di	fo	fa	en	fs
Si .....	45,84			2,67	14,10	15,37		5,12	0,98	0,70	4,04	2,86
Ti .....	0,58		0,58									
Al .....	20,96			0,89	4,70	15,37						
Fe <sup>III</sup> .....	1,72						1,72					
Fe <sup>II</sup> .....	5,61		0,58				0,86			1,40		2,86
Mn .....	0,08											
Mg .....	8,56							2,56	1,96		4,04	
Ca .....	10,75	0,50				7,69		2,56				
Na .....	4,70				4,70							
K .....	0,89			0,89								
P .....	0,30	0,30										
	100,00	0,80	1,16	4,45	23,50	38,43	2,58	10,24	2,94	2,10	8,08	5,72

Til sammenligning har jeg anført gjennomsnittet av 41 gabbro-analyser etter Daly. Som en ser er det ikke store avvikelser. Størst forskjell viser H<sub>2</sub>O. Anorthosittgabbroen er utpreget tørr.

Mineralselskapet er dog sterkt avvikende fra vanlig gabbro. Den analyserte anorthosittgabbros mode er nemlig:

Tabell 3.

	°
Granat .....	18,00
Feltspat (+ apatitt) .....	48,00
Monoklin pyroksen .....	31,00
Biotitt (sekundær) .....	1,5
Magnetitt og ilmenitt .....	1,5
Sum .....	100,0

Størrelsen av de gabbroide slirer og bånd varierer sterkt. Det framgår tydelig av fotografiene som er vist foran. Bredden varierer fra flere meter og ned til centimeter og millimeter.

*Granat-Mangeritt.* Som nevnt er feltspaten i anorthosittgabbroen vesentlig plagioklas. Et par steder er det imidlertid mikropertthiten som er dominerende, ja, nesten enerådende. Et slikt bånd fantes i

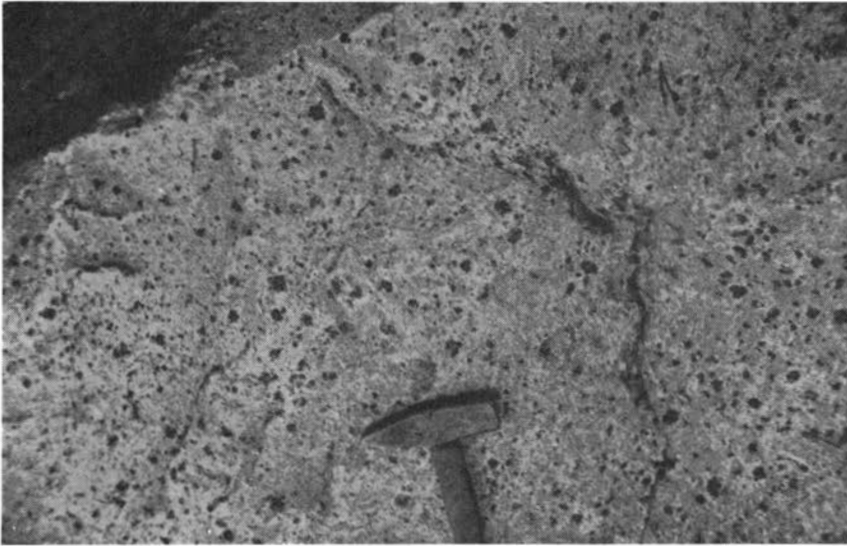


Fig. 7. Granatførende lyst bånd i skredet ved Sørhaugen.

nærheten av den foran beskrevne granat-pyrokseenlinse ved Sjøa nedenfor Bjølstad. Slipet viste at det var 30—40 % femiske mineraler, hvorav en uralittisert pyroksen er i god overvekt over en biotittisert granat. Av de resterende prosenter utgjør plagioklas bare noen få. Det øvrige er en mikropertthitt som er atskillig oppknust, men det er bevart mange større flak, som imidlertid er svært oppsprukne og undulerende.

Bergarten i Rauberget, over skyveplanet i Nedre Heidal, har også primært vært den samme mangerittvarietet, men er blitt atskillig omvandlet på grunn av de voldsomme tektoniske bevegelser den har vært utsatt for.

*De lyse bånd.* Også her gjør overganger seg gjeldende. Det finnes bånd som er nesten helt fri for mørke mineraler. I disse er det vanskelig å se noen foliasjon. De kan være massive, men er oftest en del presset. Ved tiltagende mengde mørke mineraler viser de overgang til gabbro. Disse er da planfolierte ved at de mørke mineraler ligger i parallelle striper og bånd. Granaten opptrer høyst vilkårlig. Somme bånd er nesten granatfri, andre er spekkende fulle. Somme steder er granatene opptil valnøttstore, andre steder små som knappenålshoder. Hvis man skal snakke om noen regel, måtte det

være at de er spredt, men større, i de lyse bånd, tettere og mindre i de mørke. Men det er nok av unntagelser fra denne regel. Fotografiet (fig. 7) viser et lyst bånd, nesten fritt for mørke mineraler, men som man ser, rikelig forsynt med granater.

De primære bestanddeler i de lyse bånd er hovedsakelig plagioklas ( $an_{30-35}$ ) og perthitt. Pyroksen og granat er underordnet. På grunn av bergartens ytterst fine granulittstruktur er det overmåte vanskelig å bestemme mengdeforholdet mellom plagioklas og perthitt. Det synes å veksle fra bånd til bånd. I de fleste slip jeg har sett, synes perthitt å være i overvekt, av og til ganske dominerende. Som oftest tiltar plagioklasmengden sammen med de femiske mineraler. De lyse bånds primære petrografiske karakter kan derfor sies å stå mellom syenitt og monzonitt. N. H. Kolderup har foreslått betegnelsen mangerittsyenitter for de sureste ledd av de i n t e r m e d i æ r e bergarter av Bergen—Jotun-stammen (9 s. 54—55). Den primære bergart i de lyse bånd skulle kunne gå inn under denne betegnelse, om enn plagioklasen er noe mer basisk enn det som tillates etter Kolderups definisjon.

Sekundært er det injisert atskillig kvarts, slik at en nå må kalle bergarten en kvartsmonzonitt. Om det i den ytterst fine grunnmasse også kan finnes primær kvarts, er ikke lett å avgjøre. I alle fall er den av helt underordnet betydning.

Noen karakteristiske kalifeltspatrøde bånd opptrer bare i meget sterke press-soner. Bergarten i disse er utpreget mylonittisk, ofte ultramylonittisk. De består overveiende av perthitt og kvarts, den siste sannsynligvis mest sekundær. Videre litt biotitt, muskovitt, spredte granater og orthitter. Jeg antar deres sammensetning primært har vært syenittisk.

I forbindelse med de lyse bånd kan også nevnes at det enkelte steder finnes små pegmatittlignende partier — som oftest ikke større enn en knyttneve — vesentlig bestående av perthitt, en vakker dyp-rød plagioklas ( $an_{15}$ ) og uralitt. Krystallene i disse er oftest meget store, men alltid mikrobrevsiøse som i bergartene ellers.

De lyse bånd utgjør ca. 80 % av bergartene i skredet ved Sørgaugen. Det er ikke mulig å fastslå om de er like dominerende ellers. Det synes som om de gabbroide bånd er rikeligere representert andre steder.

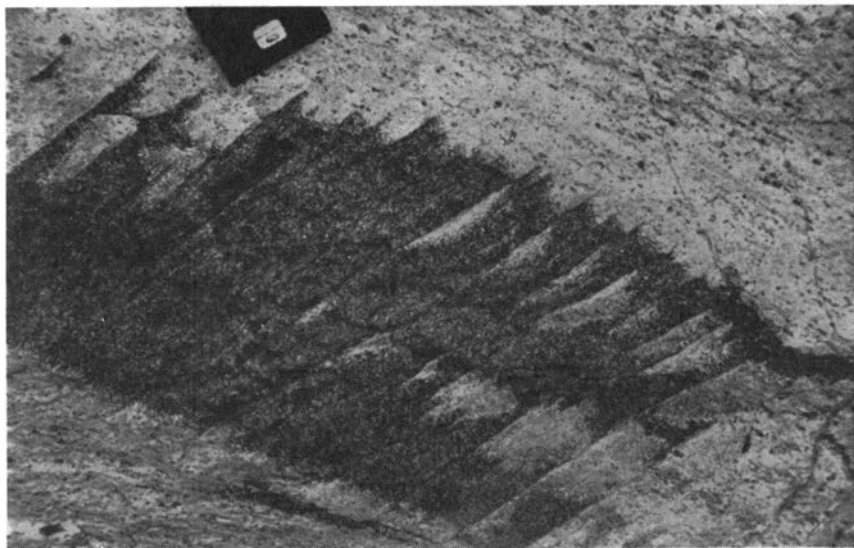


Fig. 8. Forkastninger i liten målestokk.

### Senmagmatiske brudd og forkastninger.

Øverst i skredet ved Sørhaugen er en god lokalitet, hvor det viser seg at bergarten har vært brutt opp og kittet sammen igjen. Takket være bergartens karakteristiske båndstruktur får en god oversikt over hvordan bevegelsene har artet seg. Man må nærmest kalle det forkastningsbreksiering, da breksieringen er retningsbestemt. Forkastningene er av alle størrelsesordener fra millimeterstore til meterstore. Noen fotografier gir det beste inntrykk av forholdene (Fig. 8—12).

Der hvor bevegelsene har vært kraftigst, var det vanskelig å fotografere. Jeg tegnet derfor av en skisse (Fig. 12).

Bergarten består her av brede bånd som igjen er karakteristisk småbåndet. Under de sterke bevegelser er båndene slitt av og forkastet et par meter, små flak er kilt inn i sprekkene, som så er kittet sammen etter ytterst fine sømmer. Det ser ut til å ha vært en tørr sammenkitting. Bare et par steder finnes sprekkefylling. Denne viser seg å bestå vesentlig av perthitt, fryktelig oppknuet, litt like mishandlet oligoklas samt kvarts av den vanlige sekundære »plattenkvarts« type. Videre litt biotitt, omvandlet granat, epidot og orthitt. Med andre ord den samme mineralsammensetning som de lyse bånd. Perthitten er



Fig. 9. Forkastningen går diagonalt fra nederste høyre hjørne til øverste venstre. Det nederste lyse bånd fortsetter således på denne side av forkastningen der hvor ryggsekken står (midt på bildet).



↑  
Fig. 10. Denne basiske „gang“ var til å begynne med meget gåtefull. Men det viste seg å være en flis av et basisk bånd som under bevegelsene er slitt av og som under gjenkittingen er blitt kilt inn i en sprekk.





Fig. 11. Et naturlig blokkdiagram av forkastningene.

bare litt mer dominerende, og ser litt grovere ut, men det er ingen vesensforskjell. Lamellene har også her betraktelig høyere lysbrytning enn grunnmassen, og det er den samme spindelperthitt.

Etter dette ser det ut til at bergartens oppbrytning må ha foregått på et tidspunkt da det meste av bergarten allerede var størknet,

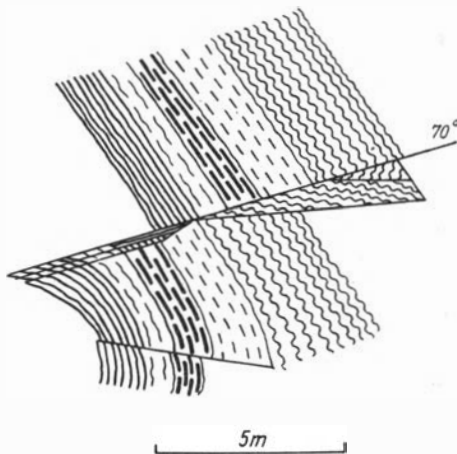


Fig. 12. Forkastningsbreksjen i skredet ved Sørhaugen.

men mens det ennå var litt av moderluten igjen til å fylle sprekker. Bruddstykkene må ha gnidd og beveget seg mot hverandre mens sprekkefyllingen størknet, for krystallene er voldsomt oppknust og den ser helt flintaktig ut.

I regelen har forkastningene, som skissen viser, skjedd etter et sprekkesystem som løper steilt  $70^\circ$ . M. a. o. loddrett på den vanlige kaledonske strekningsretning. Denne relasjon er ganske interessant. Den kan tyde på at magmaet har brutt fram og størknet i kaledonsk tid. Men det ville være for dristig å trekke så vidtgående slutninger av denne vesle lokalitet. Forkastningene har jeg ikke sett andre steder, men det er sannsynlig at de finnes ellers også, men at det må være ekstra gode blotninger for at de kan sees.

### Primære mineraler.

*Plagioklas.* Dessverre er saussuritisingen som oftest kommet så langt at man ikke kan få en absolutt sikker bestemmelse av plagioklasens primære sammensetning. Dette gjelder særlig de lyse bånd. Gabbrolinsene i de sentrale partier har imidlertid motstått metamorfosen bedre. I et håndstykke, hvor slipet viste at feltspaten var frisk, ble plagioklasen bestemt ved lysbrytning i Na-lys.

Resultat  $\alpha' = 1,545$ , hvilket gir  $n_{35}$ . Utslukningsskjevheten i snitt loddrett a er ikke lett å få tak i, dels fordi basisspaltbarheten er lite utviklet i disse små krystaller, dels fordi de er unduløse. Jeg fant imidlertid  $\alpha' v 010 = 17-18^\circ$  i et par gode smitt. Det stemmer bra med  $n_{35}$ . Imidlertid er  $2V \sim 90^\circ$ , heller  $+$  enn  $-$ , hvilket skulle svare til  $n_{40}$ .

I de lyse bånd er som sagt metamorfosen lenger framskreden. Dessuten er det meget vanskelig å finne skikkelige korn til lysbrytningsbestemmelse, og snitt  $\perp$  a er sjeldne. Et sådant gav  $\alpha' v 010 = 14^\circ$ . Da lysbrytningen er nær kvartsens, gir dette  $n_{31}$ . Men denne verdi må tas som en minimumsbestemmelse, og plagioklasen i mangeritt-syenitt blir således ikke meget surere enn i gabbrobåndene.

Plagioklasen har i regelen tvillinger etter albittloven. Periklinitvillinger forekommer også. Tvillinglamellene er ualminnelig tynne.

Som nevnt forekommer en surere plagioklas sammen med perthitt i noen små pegmatittlignende partier. Den er ualminnelig vakker, dyp brunrød. Lysbrytningens bestemmelse gav  $\alpha' = 1,537 \pm 0,002$ ,

hvilket gir  $n_{17} \cdot 2V$  er nær  $90^\circ$ , hvilket stemmer bra med lysbrytningen.

Jeg har før nevnt at plagioklasen i regelen består av meget små korn. Innimellom kan man finne enkelte rester av større krystaller, som er bøyd og oppbrukket som tegningen viser:

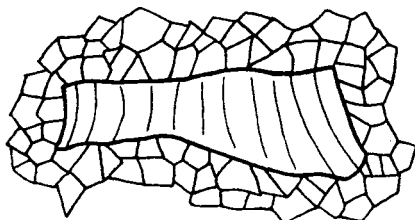


Fig. 13. Oppknust plagioklas (meget forstørret).

Disse større krystaller inneholder også et nettverk av nåler, som kanskje kan være sillimanitt, men som sannsynligvis heller er muskovitt eller zoisitt eller begge deler. De er for små til å kunne bestemmes. Det er ikke umulig at denne oppknusning av plagioklasen kan ha foregått under *størkingen* — og at det friskere utseende av de små krystaller kommer av at de er rekrystallisert under oppknusningen. Protoklastiske så vel som kataklastiske fenomener er alminnelig også ved pyroksenkrystallene, men hvor meget av deformasjonen skyldes kataklase, og hvor meget protoklase, er vanskelig å avgjøre.

*Perthitt.* Perthitten er en mikroperthitt, hvor lamellene danner vakre spindler. Disse er som oftest langstrakte og ytterst fine, og de ligger så tett at lamellene utgjør 30—40, ja somme steder opptil 50 % av krystallene. Lysbrytningen i lamellene ligger markert over grunnmassen, så vi har med plagioklaslameller, sannsynligvis oligoklaslameller å gjøre. Dette viser seg også under metamorfosen, idet det dannes små epidoter og klinozoisitter i dem. Kalifeltspaten i perthitten er primært orthoklas, men den er ofte en del mikroklinisert. Perthitten danner oftest litt større krystaller enn plagioklasen, men de er ofte svært forrevne og unduløse. Om dette skyldes at de opprinnelig har vært større, eller om de bare har vært mere motstandsdyktige under oppknusningen, er ikke godt å si.

Enkelte steder danner perthitten vakre rødfiolette øyne. Disse finnes i den uomvandlete bergart, men er dog mere framtrædende i den omvandlete randsone.

Denne mikroperthitt er uten tvil den vanlige spindelperthitt som finnes i Bergen—Jotun-stammens intermedære og sure ledd.

*Pyroksen.* Som nevnt har jeg bare funnet rombisk pyroksen i en granat-pyroksenittlinse. Monoklin pyroksen er for øvrig enerådende. Jeg vil derfor behandle den først.

*Monoklin pyroksen.* Den monokline pyroksen er konsentrert i de gabbroide partier, men forekommer og spredt i de lyse bånd. Fargen er mørk grønn, i slip lys grønn med en ytterst svak pleokroisme. Dispersjonen er også meget svak.

Utslukningsvinkelen  $cv\gamma$  er ikke mulig å bestemme innen trange grenser, fordi krystallene er så oppknust og undulerende. Den ligger mellom  $44$  og  $50^\circ$ , hyppigst mellom  $46$  og  $48^\circ$ .

»Parting« og tvillinglameller parallell  $100$  er ikke sjeldne.

Lysbrytningsbestemmelse gav:

$$\gamma = 1,710 \pm 0,003$$

$$\alpha = 1,658 \pm 0,003$$

$$2V \sim 60^\circ.$$

Svært ofte er krystallene fulle av små halvopake, rødlige inneslutninger, med høyere lysbrytning enn pyroksen.

Som nevnt har jeg ikke kunnet påvise noen vesentlig forskjell på den vanlige pyroksen og den som opptrer i granatpyroksenittene.

De optiske data tyder på at dette også er den vanlige monokline pyroksen i Bergen—Jotun-stammen, en diallag.

Jeg har beregnet dens omtrentlige sammensetning på grunnlag av forannevnte analyse av granat-gabbro.

Mineralsammensetningen er:

Tabell 4.

	I volum %	I vekt %
granat .....	18,0	22,4
plagioklas + apatitt .....	48,0	41,0
biotitt .....	1,5	1,5
ilmenitt .....	1,5	2,0
pyroksen .....	31,0	33,1
Sum .....	100,0	100,0

Beregningen ble foretatt etter denne framgangsmåten: På grunnlag av den kjemiske analyse ble atomekvivalentprosentene utregnet. Alt fosfor ble anvendt til apatitt. De opake mineraler som hovedsakelig er ilmenitt, litt magnetitt og rutil, ble beregnet som ilmenitt-magnetitt, og alt titan ble anvendt til det. Det nødvendige kalium ble brukt til å danne biotitt, og resten ble brukt til orthoklas, alt natrium ble anvendt til dannelsen av plagioklas ( $an_{35}$ ). Granatens sammensetning ble beregnet som:  $(Fe_{88} Mg_{44} Ca_{18})_3 (Al_{95} Fe_5)_3 Si_{800} O_{1200}$ . Skjemaet blir således:

Tabell 5.

	vekt %	mol. prop.		%	ap.	ilm. mt.	bi.	or.	$ab_{65}$ $an_{35}$	gr.	rest
SiO <sub>2</sub> .....	49,17	8187	Si	45,84			0,60	2,07	19,13	8,40	15,64
TiO <sub>2</sub> .....	0,83	104	Ti	0,58		0,58					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	19,08	1872	Al	20,96			0,20	0,69	9,75	5,32	5,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,46	154	Fe <sup>III</sup>	1,72		0,74				0,28	0,70
FeO .....	7,20	1002	Fe <sup>II</sup>	5,61		0,64	0,30			3,11	1,56
MnO .....	0,11	15	Mn	0,08						0,08	
MgO .....	6,21	1530	Mg	8,56			0,30			3,70	4,56
CaO .....	10,76	1920	Ca	10,75	0,50				2,53	1,51	6,21
Na <sub>2</sub> O .....	2,60	419	Na	4,70					4,70		
K <sub>2</sub> O .....	0,69	79	K	0,89			0,20	0,69			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,38	27	P	0,30	0,30						
					0,80	1,96	1,60	3,45	36,11	22,40	

Dersom resten altså er pyroksen, får man dens kjemiske sammensetning etter følgende skjema:

Tabell 6.

	mol. forh.	mol. v.	vektsforh.	vekt %
SiO <sub>2</sub> .....	15,64	60,06	939,3	49,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,50	101,96	254,9	13,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,35	159,70	55,9	2,9
FeO .....	1,56	71,85	112,1	5,9
MgO .....	4,56	40,32	183,9	9,9
CaO .....	6,21	56,07	348,2	18,3
Sum .....				100,0

Utregnet i metasilikater og oksyder blir pyroksenens sammensetning:

40,4 mol. %	CaSiO <sub>3</sub>
29,5 »	MgSiO <sub>3</sub>
10,1 »	FeSiO <sub>3</sub>
8,1 »	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1,1 »	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
10,8 »	SiO <sub>2</sub>
<u>100,0 mol. %</u>	

Som en ser er aluminiuminnholdet og kiselsyremengden betenkelig store. Men også de optiske konstanter viser at pyroksen må inneholde atskillig aluminium. Men den beregnede kjemiske analyse kan ikke tas altfor høytidelig. Bergarten er så inhomogen at mineral-sammensetningen av det analyserte stykke kan ha vært en del annerledes enn det slipet viste, skjønt de er begge tatt av samme håndstykke. Imidlertid tror jeg at jeg ved denne beregning har fått fram de vesentlige trekk ved pyroksenens sammensetning. Til sammenligning kan anføres en analyse av diallag i anorthosittgabbro fra Bergen-feltet (4 s. 28):

Tabell 7.

SiO <sub>2</sub> .....	48,11
TiO <sub>2</sub> .....	0,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	7,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	8,18
FeO .....	5,38
MgO .....	12,97
CaO .....	15,10
Na <sub>2</sub> O .....	1,60
K <sub>2</sub> O .....	0,30
Sum .....	100,16

Som en ser er det atskillige likhetspunkter. Forholdet mellom Al og Fe<sup>III</sup> viser størst avvikelse, men deres sum er nær den samme i begge.

*Rombisk pyroksen.* Rombisk pyroksen er som nevnt meget sjelden. Den har en vakker pleokroisme i lyserødt — fargeløst eller ytterst svakt grønt.

2 V = + 80—85°, hvilket tilsvarer en *bronsitt*.

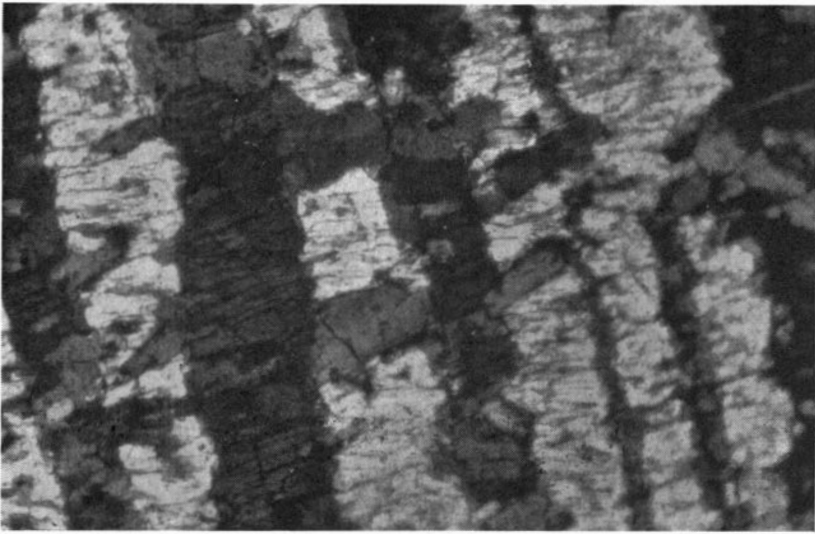


Fig. 14. Pyroksen med perthittisk struktur. 220x, kryss. n.

Til slutt skal nevnes en pyroksen med en sjelden struktur, som forekommer i en monomineralsk linse (se s. 10).

Linsen består av et aggregat av krystaller med uregelmessige begrensninger. Hver krystall har en regelmessig perthittisk struktur. Det er nesten like meget lameller som grunnmasse. Noen av lamellene er små, forholdsvis regelmessige, andre er større og de er oftest nokså uregelmessige. Overgangen er jevn.

Både lamellene og grunnmassen har lysbrytning som svarer til pyroksen. Lamellene har litt lavere lysbrytning enn grunnmassen, og også litt lavere dobbeltbrytning. Lamellene slukker likt, og forskjellig fra grunnmassen. De har en lys grønn farge, mens grunnmassen er fargeløs. Aksevinklene er ikke lett å få greie på, da de synes å variere nokså meget. Så vidt jeg kan skjønne har lamellene en negativ aksevinkel på  $60\text{--}70^\circ$ , mens grunnmassen har positiv aksevinkel av samme størrelse. Aksevinkelen i en krystall, hvor lamellene var for små til å gi selvstendig optikk, gav  $2V = +80^\circ$ .

Foruten disse lameller fantes det også tallrike små dråper med lav lysbrytning. Det kan være kvarts.

Perthittstrukturen kan ikke være en helt primær struktur, da den tydelig setter gjennom tvillinglameller.

Det er mulig at rombisk pyroksen utgjør lamellene, mens det er monoklin pyroksen i grunnmassen. Om strukturen er framkommet ved en avblanding av en opprinnelig homogen krystall eller ved replacement, tør jeg ikke si noe om uten etter nøyere undersøkelser.

*Granat.* Granat er framfor noe annet mineral karakteristisk for disse bergarter. Jeg har tidligere (s. 13—14) nevnt en del om dens opptreden.

Granaten har en vakker rød farge. I slip svakt lyserødt. Den er isotrop. I regelen er den fri for inneslutninger, somme steder forekommer dog inneslutninger av apatitt, pyroksen og/eller plagioklas. Derimot aldri perthitt. Idiomorf krystallutvikling er meget sjelden, i regelen har granaten avrundede former, som poteter eller pølses. Som oftest er granatene små, men enkelte steder finnes større. De største jeg har funnet var i et lyst bånd, de hadde en diameter på 5—10 cm, og viste vel utviklede krystallflater. Også hos de andre mineraler er idiomorfe strukturer meget sjeldne. Men bergartene har som nevnt en utpreget mørtelstruktur, som kan ha visket ut eventuelle idiomorfe trekk.

Inneslutninger av granater i andre mineraler har jeg ikke sett. En del tilfelle er ikke entydige.

V. M. Goldschmidt hevder som tidligere nevnt at denne granat åpenbart er primær. Jeg er helt enig i det. Den er dannet under størkningen, enkelte steder senere enn pyroksen og plagioklas, da den jo har inneslutninger av disse. Men den synes å ha kommet før perthitten. Den opptrer rikelig både i de basiske og surere ledd og den har sannsynligvis hatt en lang dannelsesperiode.

Det kan i alle fall slås fast at den ikke er dannet under den omvandling som bergarten har gjennomgått, da den forsvinner under metamorfosen.

Primær granat er også kjent fra anorthosittbergarter i andre områder, i Adirondacks, i Bergen-feltet og i Sogn.

Forskjellige granaters lysbrytning og spesifikke vekt er undersøkt for å konstatere om det er noen variasjon i deres sammensetning i de forskjellige bergarter. Lysbrytningsbestemmelsen er gjort ved hjelp av væsker i Na-lys, egenvekten med Clerici-oppløsning og Westphal-vekt. Resultatene er sammenstilt i følgende skjema:



Tabell 8.

Nr.	Bergart	v	d	Anmerkning
1	(Granat)-pyroksenit .....	1,755	3,73	
2	» .....	1,765	3,80	
3	gabbro .....	1,765	3,88	
4	» .....	1,775	3,95	litt omvandlet
5	mangeritt-syenitt .....	1,790	3,95	
6	» .....	1,812	4,10	meget større krystaller enn de øvrige

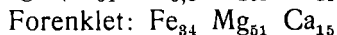
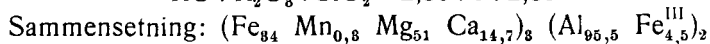
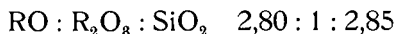
Som det framgår av dette er det en jevn økning så vel i lysbrytning som spesifikk vekt fra de basiske til surere.

Jeg har så analysert de 2 ytterledd. — Nr. 1 er fra granat-pyroksenittlinsen ved Sjoa elv (se s. 9—10). Nr. 6 er fra et mangeritt-syenittbånd som hadde store, men spredte granater. Materialet ble omhyggelig plukket ut og separert med Clerici-oppløsning slik at forurensningene, vesentlig pyroksen og biotitt, utgjorde mindre enn 1 %.

Nedenstående analyser er resultatet av 2 paralleller av hver (Tab. 9 og 10).

Tabell 9. Nr. 1.

SiO <sub>2</sub> .....	40,20	669,3
TiO <sub>2</sub> .....	i.sp.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	22,88	223,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,74	10,9
FeO .....	16,00	222,7
MnO .....	0,14	2,0
MgO .....	13,60	337,3
CaO .....	5,33	95,0
Sum .....	99,89	

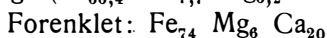
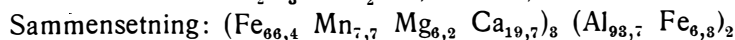


(Uttrykt analogt Eskola 7 s. 8.)

Dette er altså en eklogittgranat.

Tabell 10. Nr. 6.

SiO <sub>2</sub> .....	36,59	607,6
TiO <sub>2</sub> .....	i.sp.	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	20,74	202,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,19	13,7
FeO.....	28,73	399,9
MnO.....	3,28	46,2
MgO.....	1,50	37,2
CaO.....	6,66	118,7
Sum.....	99,69	



Av disse analyser kan en se at:

1. Mangan-mengden er over 20 ganger større i nr. 6. Dette kan forklares ved forskjellen i granat-mengden, idet Mn konsentreres i granatene. I første tilfelle utgjorde granater 30—50 % av bergarten, i siste tilfelle bare noen få prosent, kanskje 5. Angående dette forhold se V. M. Goldschmidts arbeid fra Stavanger-feltet (6 s. 69).

2. Summen av Fe<sup>II</sup> og Mg er omtrent den samme i begge, men forholdet mellom dem er høyst forskjellig.

For å beregne sammensetningen av nr. 2, 3, 4 og 5 har jeg anvendt Eskolas metode (7, s. 9—13) i stedet for Phillipsborns (8), som er nøyaktigere, men atskillig mer tungvint. Eskolas metode synes å gi fullt tilfredsstillende resultater. Etter den bestemmes molekylforholdet: FeO: (MgO + CaO) av lysbrytningen, og CaO-prosenten bestemmes av egen kurve etter lysbrytning og petrografisk miljø. I skjemaet (7 s. 9) angir imidlertid ikke Eskola noen egen kurve for anorthositt-granatene, da han betrakter dem som eklogittgranater. Jeg velger her å sette CaO-prosenten konstant = 18, midlet av de to analyser. (Den samme verdi har for resten Eskola anvendt for beregningen av sine anorthosittgranater (7 s. 100) da det er gjennomsnittsverdien for CaO (i mol.%) for norske eklogitter). Granatene får da den sammensetning som Tab. 11 viser.

Overensstemmelsen mellom de beregnede og kalkulerte verdier av 1 og 6 er slett ikke verst. Dårligst er den for nr. 6. Her forsvinner den for øvrig ubetydelige MgO-gehalt ved beregningen.

Tabell 11.

Nr. 1	Fe <sub>34</sub> Mg <sub>51</sub> Ca <sub>15</sub> kalkulert	Beregnet: Fe <sub>32</sub> Mg <sub>50</sub> Ca <sub>18</sub>
> 2	Fe <sub>38</sub> Mg <sub>44</sub> Ca <sub>18</sub> beregnet	
> 3	Fe <sub>38</sub> Mg <sub>44</sub> Ca <sub>18</sub> »	
> 4	Fe <sub>45</sub> Mg <sub>37</sub> Ca <sub>18</sub> »	
> 5	Fe <sub>57</sub> Mg <sub>25</sub> Ca <sub>18</sub> »	
> 6	Fe <sub>74</sub> Mg <sub>6</sub> Ca <sub>20</sub> kalkulert	Beregnet: Fe <sub>82</sub> Mg <sub>0</sub> Ca <sub>18</sub>

For øvrig viser skjemaet at det er en jevn økning av FeO-mengden, og en tilsvarende minkning av MgO-mengden. Dette er unektelig ganske interessant, da det kan tyde på at granater av blandingsrekken pyrop-almandin har en krystallisasjonsbane som er analog den vanlige for femiske mineraler, nemlig at de magnesiarike ledd krystalliserer tidligst ut.

*Hornblende.* Flesteparten av de hornblender som forekommer er uralitter. I en granat-pyroxenittlinse forekommer imidlertid hornblende og pyroxen ved siden av hverandre på en slik måte at en ikke kan utelukke den mulighet at denne hornblende er primær. Hornblenden ligger interstitielt og det er rimelig å anta at den er dannet autometamorft. Dens pleokroisme er lys gressgrønn—grønn. Den har ikke den vanlige hornblendes sterke blå-grønne pleokroisme og dispergerende utslukning. 2 V er negativ, nær 90°.

*Apatitt.* Apatitt forekommer ganske rikelig i de basiske partier, og selv i mangeritt-syenittbåndene er den ikke sjelden. I granat-pyroxenittlinsene ved Sjoa utgjør den nesten 10 % av mineralene. Lysbrytningen er omtrent 1,640, hvilket tyder på fluor- eller karbonat-apatitt.

*Opake mineraler.* Ilmenitt og magnetitt, særlig den første, forekommer aksessorisk over alt.

Ilmenitt og rutil forekommer av og til sammen på den måte at rutil danner små flekker i større ilmenittkorn. Somme steder forekommer rutil også selvstendig i små prismer. Rutil er for øvrig helt underordnet i forhold til ilmenitt.

Denne fellesopptreden av ilmenitt og rutil forekommer også i Bergen-feltets anorthositter. C. F. Kolderup hevder (4 s. 35 og s. 66) at rutilen der er sekundær. I Heidal er denne fellesopptreden så sjel-

den at jeg ikke tør si noe om aldersforholdet. Det stabile sekundære titanmineral er i alle fall ikke rutil, men titanitt.

*Orthitt.* I et par slip av mangerittsyenitt har jeg sett orthitter som muligens er primære. De er metamikte, sterkt gulbrune og derfor halvopake. Noen steder har de en tynn rand av epidot. Også i sprekkefyllingen øverst i skredet ved Eide (s. 15) forekommer denne orthitt.

### **Anorthosittkompleksets primære facies.**

De 4 hovedmineraller i bergartene er som nevnt:

perthitt,  
plagioklas,  
diallag,  
granat.

Granatens opptreden i alle ledd tyder på at trykket har vært en utslagsgivende faktor under hele krystallasjonen. Mineralselskapet tyder også på en høy temperatur.

Granulittfacies er den eneste av de facies Eskola har oppstilt i sitt nyeste faciesarbeid (10), som har dette mineralselskap. Flere av de mineraller som opptre, har de særpreg som er alminnelig i denne facies (10 s. 362) Kalifeltspaten har en fin mikroperthittstruktur og diopsiden (diallagen) er lys grønn i gjennomfallende lys.

Hydroksylholdige mineraller mangler helt. Kvartsen har den typiske »geplattete« form, men det er bare det aber at denne kvarts ikke er primær, men injisert under metamorfosen som har foregått under helt andre termodynamiske betingelser.

Den inndeling av A'CF diagrammet for granulittfacies som Eskola oppstiller (10 s. 360) passer heller ikke for disse bergarter. Etter Eskolas diagram skal ikke granat og diopsid kunne opptre i likevekt ved siden av hverandre. Men nå er uten tvil kombinasjonen: monoklin pyroksen — granat — plagioklas den primære likevektskombinasjon i Rudihøs anorthosittkompleks.

Eskolas diagram for granulittfacies tar seg altså således ut (Fig. 15):

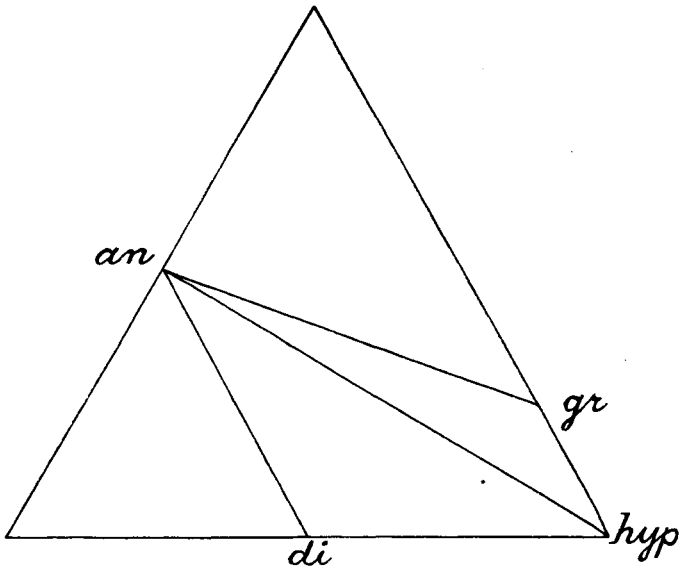


Fig. 15.

mens A'CF-diagrammet for de her omhandlede bergarter må være (Fig. 16):

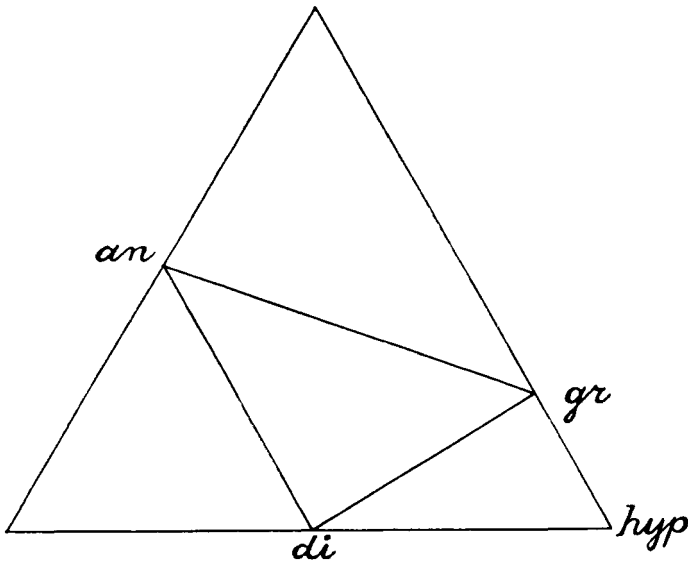
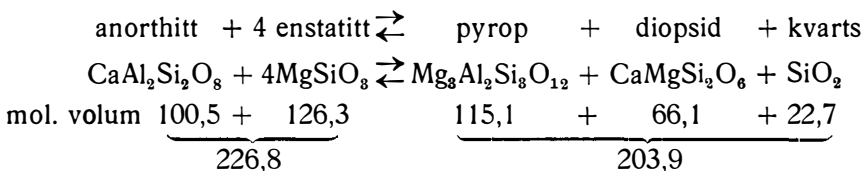


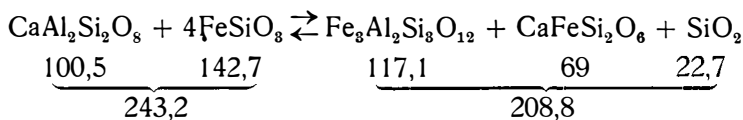
Fig. 16.

Eskola plasserer granulittfacies mellom gabbrofacies og eklogittfacies. Trykket spiller altså en stor rolle. Vi skal nå se på trykkets innflytelse på likevekten:



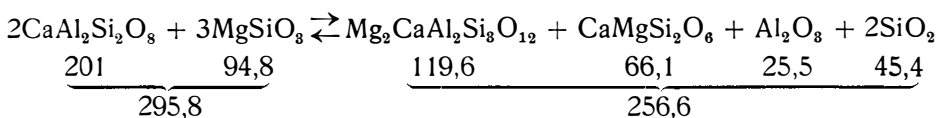
Den siste kombinasjon betyr altså en volumbesparelse på vel 10 %.

Om vi i stedet for det rene Mg-silikat tar Fe<sup>II</sup>-silikatet, fås:



hvilket gir en volumforskjell på over 14 %.

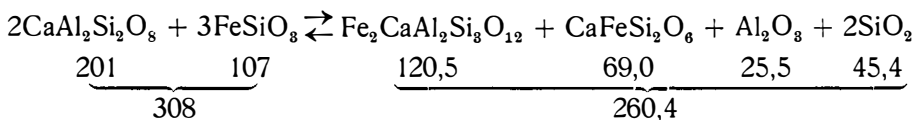
I det aktuelle tilfelle inneholder granaten en god del CaO og diopsiden atskillig Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Likevekten kan da skrives:



Den siste kombinasjon betyr en volumbesparelse på over 13 %.

Jeg har da beregnet Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> som korund og SiO<sub>2</sub> som kvarts. Hvis en regnet aluminiumsilikat og kvarts, ville volumbesparelsen bli enda større. Nå går imidlertid Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (og muligens noe SiO<sub>2</sub>) inn i diopsiden, og det vil sikkert også bety en volumbesparelse i forhold til det anførte.

For Fe<sup>II</sup>-silikatet får vi:



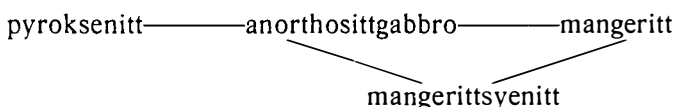
Det vil si 15 % forskjell.



Det kunne være fristende å gå nærmere inn på likhetspunktene mellom dette diagram og Eskolas A'CF-diagram for eklogittfacies. Det kan imidlertid foreløpig være nok å fastslå at de termodynamiske forhold som har hersket under størkningen av anorthosittkomplekset ikke har skilt seg meget fra det som svarer til eklogittfacies.

### Genesis.

Jeg vil ikke her ta opp spørsmålet om anorthosittkompleksets genesis til noen inngående behandling. Det innbyr ikke bergartene til. De har opplevd for meget siden skapelsen til at man med absolutt sikkerhet kan rekonstruere tilblivelseshistorien. Et par ting kan dog nevnes. Jeg har ikke noe sted funnet relikttstrukturer som tyder på en metamorf eller metasomatisk (migmatisk) opprinnelse for disse bergarter. Derimot ses enkelte steder kornete, eruptive strukturer, særlig i de basiske linser i de sentrale områder. Videre viser mineralene og mineralkombinasjonene at en med sikkerhet kan regne bergarten til Bergen—Jotun-stammen. Etter strukturer og mineraler blir de nære slektninger av anorthosittstammen i Bergen-feltet. Stammeleddene i anorthosittkomplekset i Heidal blir:



Foran alle disse kunne en ha satt granat.

De enkelte ledd forekommer sjelden som selvstendige bergarter i større masser, men som uregelmessige slirer og bånd om hverandre. Det ser ut som Rauberget i Nedre Heidal er et selvstendig mangerittparti, men det er også småflekkete fordi de mørke mineraler er høyst ujevnt fordelt. Overgangene mellom de forskjellige ledd er alle steder jevn.

Jeg synes derfor at det er rimelig å anta at bergartene er dannet av et felles magma ved fraksjonert krystallisasjon. Det er intet som tyder på at gravitasjonen har vært den fraksjonerende kraft. Derimot er det gode grunner til å anta at det er friksjonen som er skyld i fraksjoneringen. Selv om de senere kaledonske fjellkjedebevegelser kan være skyld i meget av den mørtelstruktur som er så alminnelig, er det så mange protoklastiske fenomener at det er rimelig å anta at mørtelstrukturen også er et størkningsfenomen. I samme retning



peker også den senmagmatiske oppbrytning. Også den rikelige opp-treden av spesifikt tette mineraler tyder på en meget trang fødsel. De mineraler som krystalliserer tidligst ut, vil derfor støte mot hverandre, bøyes og kantes og på grunn av friksjonen hefte seg sammen som tømmerstokker i en elv.

Denne tolkning av genesis faller nær sammen med den som R. Balk har gitt for anorthosittkomplekset i the Adirondacks, hvor både struktur og petrografi minner meget om Heidal-kompleksets. Etter inngående strukturelle undersøkelser kommer han til det resultat at de karakteristiske schlierenstrukturer er dannet under størkningen. Han påviser at magmaet har strømmet fram som en krystallgrøt, hvor de basiske mineraler allerede var krystallisert ut eller under krystallisering, og at schlierenstrukturene framkommer ved at krystallene klumper seg sammen på grunn av friksjonen mot hverandre og mot veggene i magmareservoiret under strømmingen. Den fraksjonerte krystallisasjon, som derved framkalles, fører til dannelse av de forskjellige bergarter. Til sist blir det siste smøremidlet — som er av en syenittisk sammensetning — presset ut gjennom enkelte kanaler, som finnes i bergarten som skjærsoner av syenittisk karakter.

I anorthosittkomplekset i Heidal har størkningen inntrådt på et tidligere stadium, slik at den fraksjonerte krystallisasjon ikke har kommet så langt at man har fått dannet selvstendige gabbroklumper, anorthositt- og syenittbergarter, men bare mindre gabbroslirer i en lys grunnmasse av monzonittisk sammensetning. Vi har, som Balk uttrykker det, bergarter »in statu nascendi«.

Også i Heidalen finnes sterkt pressede syenittiske soner og bånd som godt kan tenkes å være kanaler hvor en syenittisk restlut er »squeezed« ut. Men som sagt finnes det ikke noen ren syenittisk bergart av større dimensjoner. Men meget av komplekset er overdekket, og hva som finnes der, kan en ikke ha noen mening om.

Den breksjestructur som er beskrevet fra skredet ved Sørhaugen (s. 15—18) kan tenkes å være en parallell til »blokk«-strukturen i Adirondacks. Det er den forskjell at blokkstrukturen er dannet på et tidlig stadium under størkningen, ved at magmaet brøt opp igjen en allerede størknet s k o r p e, mens breksjestructuren tidligst ble dannet på et senmagmatisk stadium, da det meste av magmaet var størknet. Breksjestructuren i Heidal ble derfor ikke strømningsstruktur, slik som blokkstrukturen i Adirondacks.

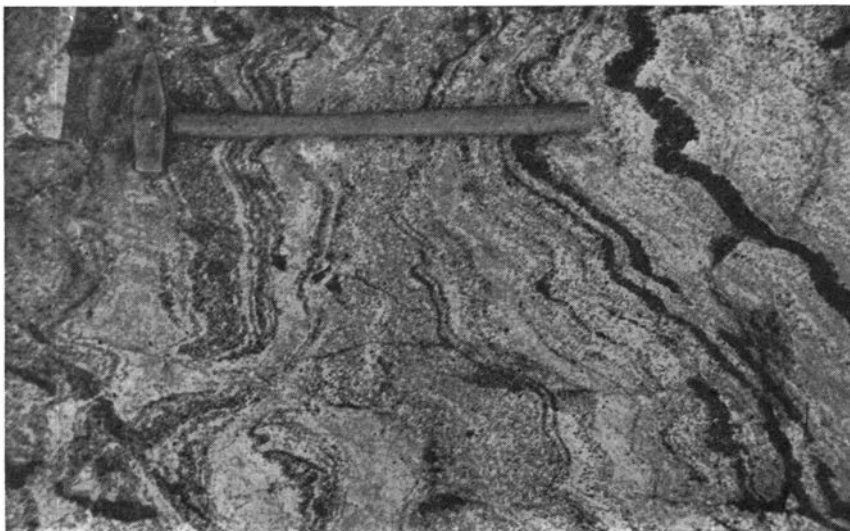


Fig. 18. Tversgående sekundære strukturer, parallelle hammerskaftet.

## METAMORFOSEN I ANORTHOSITTKOMPLEKSET

Etter størkingen har bergartene blitt utsatt for en kaledonsk metamorfose under endrede trykk- og temperaturforhold. Metamorfofen viser seg ved en radikal endring i struktur og petrografi.

### Sekundære strukturer.

De nye strukturer er ikke lette å se for det blotte øye. Men i enkelte partier i skredet ved Sørhaugen trer de tydelig fram. Det er steder hvor retningen av de sekundære strukturer sterkt avviker fra de primære. På de fleste steder ser det ellers ut til at retningene stort sett faller sammen.

De sekundære strukturer framkommer ved at de nye mineraler som dannes — særlig kvarts og glimmer — er blitt orientert i skifrihetsplan som tydelig setter gjennom de primære schlierenstrukturer. Fig. 18 og 19 viser forholdet mellom de gamle og nye strukturer. Den nye strukturetning er parallell med hammerskaftet (fig. 18). En kan se hvordan båndene er utvisket og avslitt. Grensen mellom mørke og lyse bånd blir uregelmessig takkete. Den nye skifrihet, særlig godt

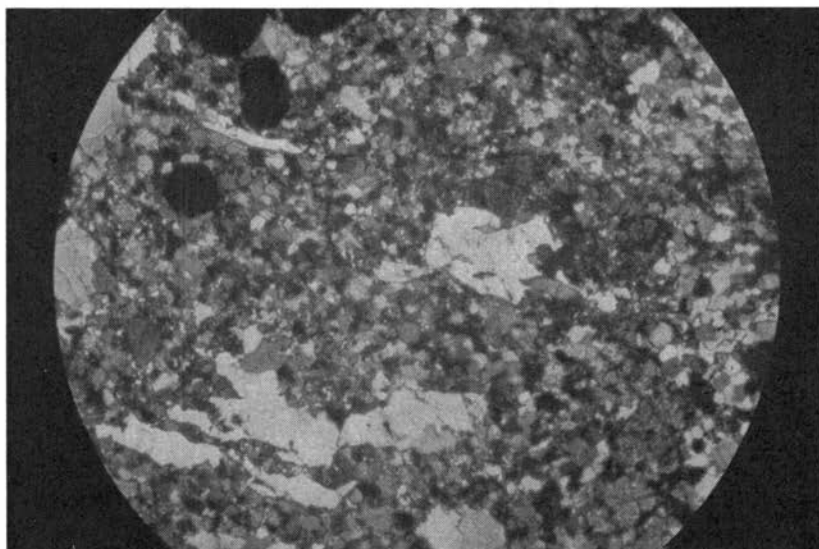


Fig. 19. 22x kryss. n. Mikrofotografi av gjennomskjærende, sekundære strukturer (vannrette). Den gamle bånding går diagonalt fra nederste venstre hjørne.

karakterisert ved «plattenkvarts», setter gjennom den gamle bånding (Fig. 19). Nydannet biotitt orienteres også etter samme retning.

Etter hvert som de nye mineraler gror fram, blir den primære granulittiske (porfyroklastiske) struktur erstattet av nye krystalloblastiske strukturer, som i regelen arter seg som lepidoblastiske, fin-kornete strukturer. Enkelte mineraler viser dog antydning til porfyroblastisk utvikling.

I det ytterste, 100—300 m tykke skall av anorthosittkomplekset har de sekundære strukturer tatt helt overhånd. Vi har her nådd fram til en fullkommen metamorf bergart.

### **Mineralenes metamorfose.**

Omvandlingen av de primære mineraler er for noen av dem en kontinuerlig prosess, for andre foregår den i flere trinn.

Det første tegn til at de opprinnelige mineraler er blitt ustabile, er kelyphitiske rander av nye mineraler på sprekker og i den oppknuste rand av større mineraler. Pyroksen får til å begynne med et belegg av uralitt, granaten omgis av biotitt (og magnetitt), ilmeniten får en

leucoxenrand. Plagioklasen ser på dette stadium forholdsvis stabil ut, bare de sjeldne, større krystaller er blitt snertet av saussurittisering.

Samtidig er det blitt injisert kvarts, mest utpreget i de lyse monzonittiske bånd. Perthitten blir mikroklinisert langs kanter og sprekker.

Metamorfosen går så videre. De nye mineraler eter seg inn i de gamle. Snart er hele pyroksenene uralittisert. Samtidig blir granaten helt omdannet til biotitt, epidot og magnetitt, ofte ligger disse mineraler i runde konkresjoner. Det er pseudomorfoser etter granat. Den epidot som dannes av granat, er atskillig større enn den som samtidig dannes ved avkalkning av plagioklas. Også plagioklaslamellene i perthitten er blitt ustabile og det nydannes litt epidot.

Det siste trinn i metamorfosen er at uralitt også blir ustabil og omdannes til biotitt, epidot og erts. Perthitten er også forsvunnet, en del mikroklin finnes. Det meste av kalifeltspaten er forbrukt til biotittdannelsen.

Vi har nå fått en bergart som består av mørke bånd med epidot og biotitt, som viser en svak porfyroblastisk utvikling i forhold til mineralene i de lyse bånd: plagioklas med ca. 15 % an, mindre epidotkrystaller, litt biotitt samt injiserte kvartskiler og -bånd. Ilmeniten er omdannet til titanitt, som ofte samler seg i større krystaller, i full overensstemmelse med dens store krystallisationskraft. Apatitt er heller ikke sjelden, og ligger ofte på rad og rekke. Det er en relikstruktur. Biotitt og epidot ligger ikke lenger i pseudomorfoser etter granat eller uralitt, men er orientert etter den nye skiferretning. I regelen er bergarten finbåndet, og denne sekundære foliasjon framheves særlig godt ved at kvartsen er injisert i tynne plater og bånd parallelt med den. Båndingen kan stort sett betraktes som et relik av den opprinnelige foliasjon, dens retninger faller nemlig, som før nevnt, stort sett sammen, bortsett fra enkelte mer lokale avvikelser. Det at både epidot og biotitt dannes i så vel de lyse som mørke bånd, gjør at foliasjonen somme steder blir noe utvisket.

Den mineralutvikling, som jeg har beskrevet foran, er den alminnelige. Men det forekommer en del avvikelser fra regelen. Således hender det at pyroksenene direkte biotittiseres, uten å gå vegen om uralittdannelsen. På den annen side kan det hende at granatene omdannes til hornblende før den går videre med sin omdannelse. En sjelden gang er en spesiell kloritt, pennin, et tidlig omvandlingsprodukt av granat.

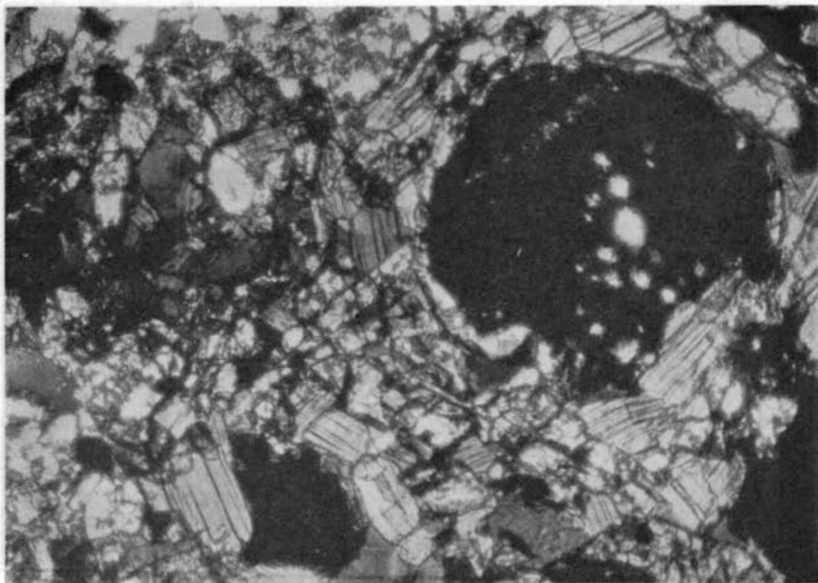


Fig. 20. 110x kryss. n. Granatens omvandling: Øverst til h. en stor granat, hvor omvandlingen så vidt er begynt. Nederst til v. for for midten er der en hvor der ennå er en del tilbake, men øverst til v. ligger en rund pseudomorfose av biotitt og epidot efter granat.

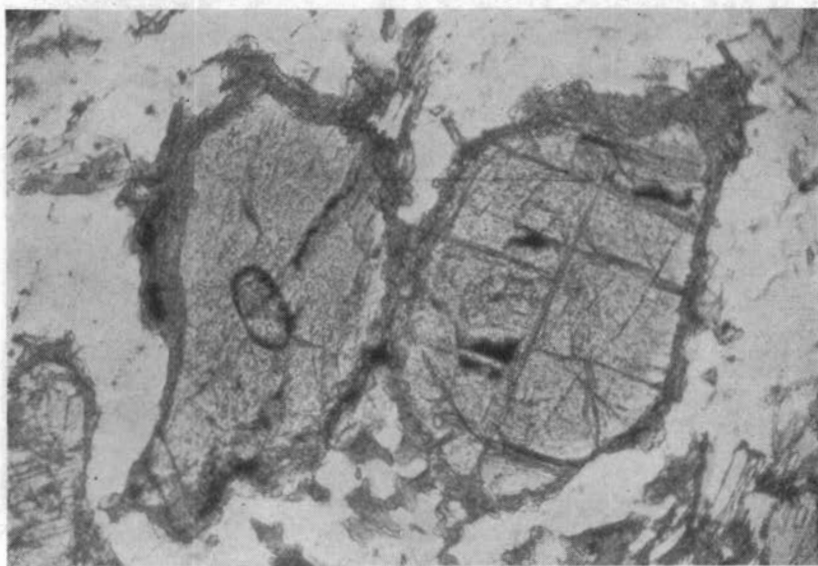


Fig. 21. 110x. n. a. Uralittrand rundt pyroksen.

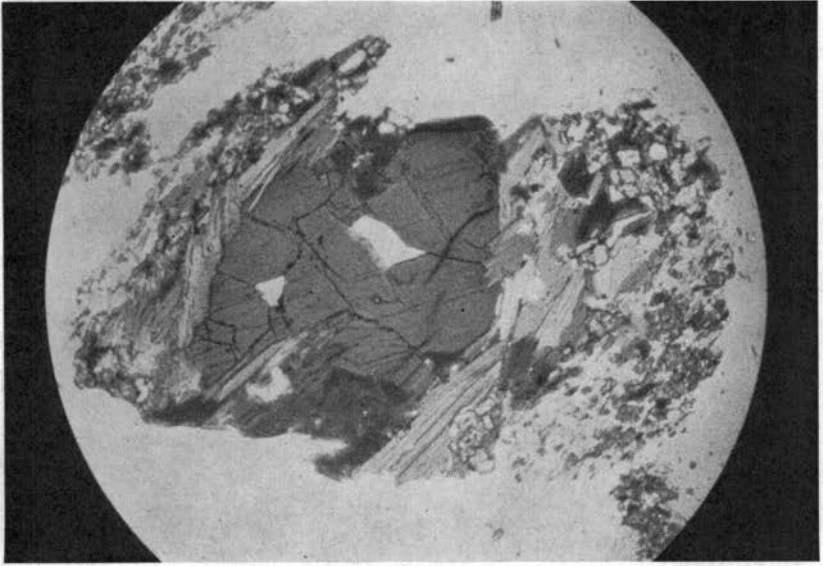


Fig. 22. 22x u. a. Biotittisering og epidotisering av uralitt (stor kryttall i kjernen).

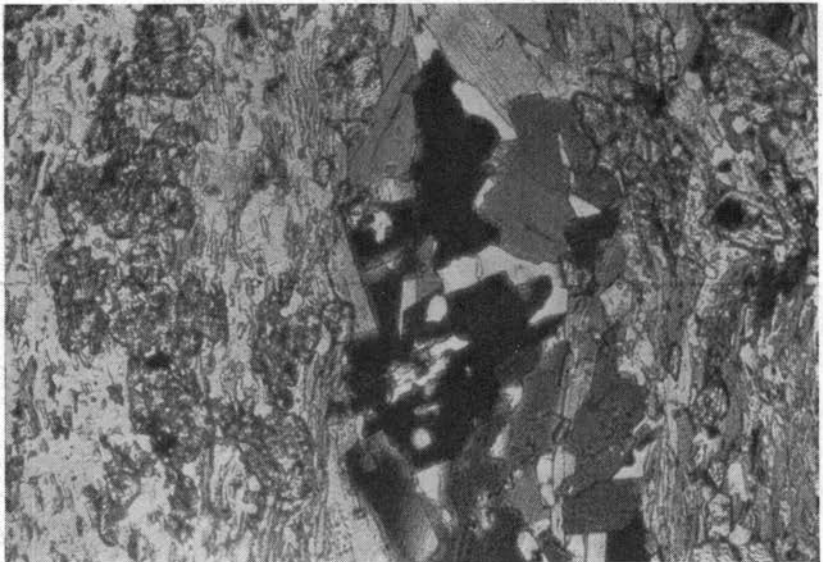


Fig. 23. 50x u. a. Metamorfosens sluttprodukt: biotitt—epidot—oligoklas-gneisen. Biotitten er lett kjennelig på sin absorpsjon og spaltbarhet, epidoten på sitt høye relieff. Mellommassen utgjøres av oligoklas og kvarts.

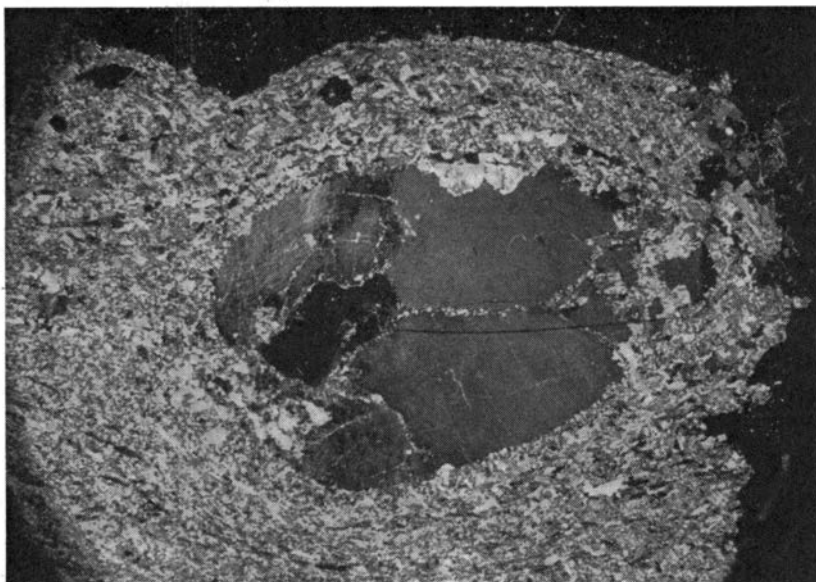


Fig. 24. Nat. størrelse, kryss. n. Øye av delvis mikroklinisert jotunperthitt.

Et annet trekk ved metamorfosen kan også nevnes. Ikke sjelden finnes uralitter i øyne som er betraktelig større enn pyroksenkrySTALLENE pleier å være. Det er ikke lett å avgjøre om det virkelig er en konkresjontendens hos uralitten eller om det opprinnelig har vært større pyroksenkrystaller enkelte steder. Det første synes å være det rimeligste.

Det finnes også større øyne av en ualminnelig vakker rød-fiolett feltspat: Fig. 24.

Øynene består av en ofte mikroklinisert spindelperthitt, som også har vært utsatt for omvandling til andre mineraler, disse er dog så små at identifikasjonen er vanskelig. Det er noen små prismer med høy lysbrytning, det er sannsynligvis epidot, mens noen fine, lange nåler muligens er muskovitt. Det er ingen tvil om at denne perthitt er den samme som finnes ellers i bergarten, og den har vært utsatt for den samme omvandling. Derfor synes jeg det er urimelig å anta at det er porfyroblaster, for ustabile mineraler burde ha vanskelig for å vokse. Jeg anser dem for å være kataklastiske relikter av større perthitt-krystaller. Disse øyne finnes også i de mindre omvandlede partier, men det ser ut som de er tallrikere i den forgneisete sone.



Fig. 25. Press rundt basisk linse på Rudihø.

Dette kan imidlertid godt være et synsbedrag, idet eventuelle øyne i de lite omvandlede partier lett blir borte i alle de rare og mere karakteristiske primære strukturer, mens det blir framhevet når disse utviskes ved metamorfosen.

Metamorfosen av anorthosittkomplekset kan følges fra den forholdsvis uomvandlede kjerne ved varden på Rudihø og utover mot kantene, best mot Hovdapiggen. Det kan nevnes at de basiske linser ofte har vært mer motstandsdyktige overfor metamorfosen enn de lyse bånd. Metamorfosen har uten tvil blitt katalysert av gjennomgripende bevegelser i bergartene. Man kan således se at granatene er blitt knust opp samtidig med deres omvandling til biotitt og epidot. Og selv nydannede mineraler som biotitt, og naturligvis kvarts, er undulerende. De større basiske partier synes å ha vært mer motstandsdyktige overfor disse bevegelser, og har derfor ikke blitt så omvandlet. Man kan således flere steder i feltet se kraftige presninger omkring basiske linser, mens disse er forholdsvis massive, slik som fotografiet Fig. 25 viser.

Dette gjelder bare i kjernen av komplekset. Nærmere mot det forgneisete skall blir også de basiske linser fullstendig omvandlet. Dette må ikke tas altfor bokstavelig. Selv i de mest forgneisete par-



tier finnes relikter av de primære mineraler, f. eks. uralitter med pyroksenkjerne eller granater med skall av biotitt og epidot — panserete relikter. Ytterst i skallet, nær grensen mot det overliggende krystalline kompleks, er anorthosittgneisen så mylonittisk at det er vanskelig, selv under de største forstørrelser, å skjelne bestemte mineraler. Alt er blitt til en grøt hvor man bare unntagelsesvis kan skimte litt biotitt og epidot.

Noen få steder finnes ganger med store epidotkrystaller, opptil 10 cm lange, i en kvarts-feltspatgrunnmasse. Disse ganger har jeg bare sett i det forgneisete skall, og dette, i tillegg til mineralsammensetningen, viser at de er dannet under metamorfosen.

Metamorfosens sluttprodukt blir altså en gneis med hovedmineralene: biotitt, epidot, sur plagioklas og kvarts.

### Sekundære mineraler.

*Hornblende.* Den alminnelige hornblende er en uralitt. I mikroskopet kan omvandlingen følges skritt for skritt, fra den første tynne søm av hornblende omkring pyroksen, til den siste er helt oppspist.

Hornblendens farge er mørk grønn til sort. Gjennomfallende lys blir meget sterkt absorbert. Pleokroismen er meget sterk:  $\gamma$  blågrønn,  $\beta$  sterkt grønn,  $\alpha$  lys gulgrønn. Utslukningen er sterkt dispergerende i enkelte stillinger, med en eiendommelig brunfiolett farge. Utslukningen kan ikke bestemmes helt nøyaktig, den er ca.  $20^\circ$ . Også aksene viser dispersjon. Dens karakter er ikke lett å bestemme helt på grunn av den sterke absorpsjon. Det synes som  $r > v$ .

$$\alpha = 1,715 (+ 0,003)$$

$$\gamma = 1,730 \quad \gg$$

Dette er oppsiktsvekkende høye verdier, sogar enda høyere enn den pyroksen den er omvandlet av.

$$2V \sim \div 80^\circ.$$

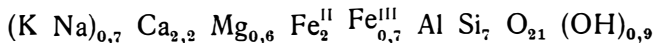
Ingeniør B. Brun har analysert denne hornblende med resultat som tab. 12 viser.

Det er en bemerkelsesverdig sammensetning, idet den ikke svarer til vanlig hornblendeformel. Den har for lite ( $\text{Fe}^{II} + \text{Mg}$ ), for meget Ca, og bare halvparten av hydroksyl. Den blir med andre ord en mellomting mellom en pyroksen og en hornblende. Derfor også den merkelige optikk.

Tabell 12.

	Vekt %	Mol. prop.		Antall atomer
SiO <sub>2</sub> .....	49,95	8317	Si	8317
TiO <sub>2</sub> .....	0,45	56	Ti	56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	5,83	572	Al	1144
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	6,38	399	Fe <sup>III</sup>	798
FeO .....	16,71	2326	Fe <sup>II</sup>	2326
MnO .....	0,31	44	Mn	44
MgO .....	2,72	675	Mg	675
CaO .....	14,10	2514	Ca	2514
Na <sub>2</sub> O .....	1,88	303	Na	606
K <sub>2</sub> O .....	0,79	84	K	168
H <sub>2</sub> O + .....	0,92	511	H	1022
H <sub>2</sub> O - .....	—			
F .....	s.			
Sum.....	100,04			

Noe forenklet kan denne kalkuleres:



Et enkelt slip viste en hornblende med brun farge i gjennomfallende lys. Den bar også preg av å være sekundær, idet det var pyroksenrester i kjernen. Pleokroismen var: mørk brun — grønnbrun — lyse brun.  $2V = \div 80$  til  $85^\circ$ .

*Biotitt* er rikelig representert, i enkelte slip utgjør den opptil 50 % av mineralene. Det er også meget rimelig, da den, sammen med epidot, er omvandlingsproduktet både av granat og pyroksen (via uralitt). Biotitten har i alminnelighet en ganske sterk skittenbrun absorpsjonsfarge.  $\gamma$  ligger mellom 1,640 og 1,645, hvilket viser at biotitten holder omtrent like meget jern og magnesium (molekylprosjenter).

Et enkelt sted forekom en biotitt med grønn absorpsjonsfarge.

*Muskovitt*. Muskovitt forekommer sjelden, som sekundært produkt i lyse mangeritt-syenittbånd.

*Kloritt*. Av og til finnes kloritt som omvandlingsprodukt, sannsynligvis av granat. Den har lys grønn pleokroisme, lav dobbeltbrytning og anormal fiolett interferensfarge. Det er følgende en *pennin*.

*Epidotmineraler.* Epidot forekommer i større mengder, i regelen utgjør den 20—30 % i den endelige gneis. Den forskjell i størrelsen av den epidot som er dannet ved saussurittiseringen av plagioklas, og den som er omvandlingsprodukt av de femiske mineraler, utjevnes etter hvert.

$$2V \text{ er nær } 90^\circ. \quad \gamma = 1,760 \pm 0,005.$$

Etter lysbrytningen tilsvarer det en pistacitt, med ca. 20 mol.%  $\text{Ca}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ .

Klinozoisitt forekommer også, men i atskillig mindre mengder. Pistacitt og klinozoisitt opptrer om hverandre.

Ikke sjelden har pistacitt en kjerne av *orthitt*. Som tidligere nevnt finnes også selvstendige orthittkrystaller som muligens er primære.

*Plagioklas.* Plagioklasen avkalkes ikke helt under metamorfosen. Det er ytterst vanskelig å finne gode snitt til utslukningsbestemmelse, men etter optisk karakter og relativ lysbrytning ligger den mellom  $a_{n_{10}}$  og  $a_{n_{20}}$ ; oftest ca.  $a_{n_{15}}$ . Plagioklaskrystallene er meget små og er grumsete på grunn av saussurittiseringen.

*Mikroclin.* Mikroclin forekommer som omvandlingsprodukt av jotunperthitten. I de mindre omvandlede partier kan en ofte se at perthitten er bevart i større korn, mens det i den finere grunnmasse finnes mikroclin, og ofte er da orthoklasperthitten mikroklinisert langs kantene. En god del av kalifeltspaten forbrukes til biotittdannelsen, derfor står ikke mikroclinmengden i gneisen i rimelig forhold til den opprinnelige perthittmengde.

*Kvarts.* Som nevnt flere steder foran opptrer kvartsen i en karakteristisk form, som såkalt »lagenkvarts«, orientert etter den nye skifrihet. Disse kvartskiler er ofte ganske lange, men de består av mindre krystaller slik at kilene minner om leddormer:



Fig. 26. Kvartskile.

Når jeg hevder at denne kvartsen er sekundær — injisert under metamorfosen — er det av flere grunner. Dens mengde stiger med metamorfosen. I de mindre omvandlede partier opptrer den også høyst uregelmessig. De basiske bånd er i regelen kvartsfrie, mens de lyse bånd enten er helt kvartsfrie, eller de har en god del — kanskje opp til 15—20 % — av de typiske kiler og bånd av kvarts. Petrografien i de lyse bånd er for øvrig helt ens. I de mere omvandlede partier har alle lyse bånd kvartskiler, og de finnes ofte i en god del av de basiske bånd, og skjærer da gjerne gjennom grensene. I den helt omvandlede randsone finnes kvartskilene over alt, og mengden er steget til å utgjøre ca. 30 % av hele bergarten. Denne store kvartsmengde kan ikke tenkes å være kiselsyreoverskudd fra metamorfosen. Den harmonerer heller ikke med anorthosittkompleksets nokså basiske karakter. Det står da tilbake å forklare den som dannet ved at en kvartsløsning har sivet gjennom bergartene under metamorfosen. Den har da fulgt den nye skiferretning og har følgelig kunnet trenge best inn i det ytterste, mest forgneisede skall, mens den har hatt vanskelig for å sige gjennom den mindre omvandlede kjerne, og spesielt de basiske partier som best har motstått den sekundære forskifring.

Kvartsen er alltid sterkt unduløs.

#### *Aksessoriske mineraler.*

*Titanitt.* Titanitt finnes til å begynne med bare som leucoxenrand rundt ilmenitt. Etter hvert danner den flere og flere selvstendige krystaller som viser sterk tendens til porfyroblastisk utvikling. Tvillingdannelser er hyppige.

*Apatitt.* Apatitt er det atskillig av. Det er imidlertid et primært mineral som her opptrer som stabilt relik.

Videre finnes ertser: *magnetitt* og *ilmenitt*-rester, samt en og annen gang *pyritt*.

Et sted, i en granat-pyroksenittlinse, finnes *kalkspat* og *zeolitt*. De fyller mellomrom mellom andre mineraler og tilhører sannsynligvis en hydrotermal forvittringsfacies.

## DET KRYSTALLINE SEDIMENTKOMPLEKS

Det er ikke meningen å gi noen inngående beskrivelse her av dette kompleks. Hensikten er å gi en kort petrografisk oversikt over de forskjellige lag, for å få et helt bilde av metamorfosen i feltet.

*Helleberg.* Som nevnt under den stratigrafiske oversikt, er den bergart som kommer nærmest over Jotun-bergartene en kvartsitt som jeg har betegnet helleberg.

Mineralselskapet er:  
Kvarts 70—90 %,  
feltspat, 10—20 % mest albitt, litt mikroklin,  
muskovitt, ca. 5 %.

Videre litt epidot, biotitt, kloritt og aksesorier.

Strukturen er skifrig, lepidoblastisk, finkornet. Glimmer- (og av og til epidot)rike lag veksler med mere kvartsittiske. Bergarten blir derved finbåndet.

*Småøygneis.* Dette lag er en så karakteristisk bergart at jeg med stor fordel har nyttet den som en ledehorisont under kartleggingen.

»Øynene« består av en plagioklas, som er stappende full av sekundære mineraler, oftest epidot, kvarts, glimmer, kloritt og granat. Disse mineraler utgjør også mellommassen.

Den alminnelige mineralkombinasjon er:

andesin ( $an_{35}$ ),  
epidot,  
kvarts,  
muskovitt,  
biotitt

samt litt kloritt, granat, kalkspat, og aksessorier.

*Øvre helleberg* — skiller seg lite ut fra det undre.

*Granatglimmerskifer.* Denne skifer har for øvrig ofte en gneisaktig habitus. Den har ofte en krovkornet struktur. Ved siden av granat finnes:

Kvarts, rikeligst  
kloritt, og  
muskovitt.

Ofte også noe biotitt, samt litt albitt-øligoklas, epidot og kalkspat.

*Grå og grønnlige skifre.* Granat-glimmerskiferen går oppover jevnt over i grå og grønnlige skifre med gneis- eller sandsteinslignende lag innimellom. Mineralselskapet er hyppigst:

kvarts, mest  
muskovitt, dernest  
kloritt.

videre vekslende mengder kalkspat, feltspat, mest albitt, men også noe mikroklin, forskjellige ertser, hyppigst pyritt. Dessuten litt epidot og titanitt.

I de hårdere, gneislignende lag er kvartsen helt dominerende, men også feltspat er noe tallrikere.

*Synorogene intrusjoner.* Særlig i det metamorfe sedimentkompleks, men også i det forskifrete skall av anorthositt-komplekset, finnes tallrike ganger, overveiende lagerganger, som bærer tydelig preg av å være intrudert under orogenesisen. Gangene er dels sure, dels basiske. De sistnevnte er overveiende saussurittgabbroer. De er i regelen atskillig omvandlet, men de største har beholdt sitt særpreg. De sure gangene ser friskere ut, men under mikroskopet viser det seg at også de er påvirket av fjellkjedebevegelsene. Som oftest er disse gangene trondhemittiske, dels alminnelig grovkornete, dels aplittiske. Men også vanlige kaligranitter finnes, overgangen synes jevn.

Som allerede påpekt av Bjørlykke (5 s. 251) setter de sure gangene gjennom de basiske og er således yngre. Aldersforskjellen er ellers neppe stor.

## METAMORFE FACIES

For å få oversikt over de termodynamiske forhold under metamorfosen i det undersøkte område, stiller jeg opp et diagram, tab. 13.

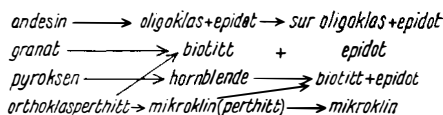
Som det framgår av mineralkombinasjonene i de forskjellige lag, stiger metamorfosen jevnt mot dypet. Selv om bergartene i de sedimentære kompleks ikke alle har nådd fullstendig likevekt, kan det neppe reises innvendinger mot at de øverste grålige og grønnlige

Tabell 13.

grønnlige og grålige skifre	grønnskiferfacies	
granatglimmerskifer	epidot-almandin-	} epidot-amfi- bolittfacies
helleberg	skifer facies	
småøyegneis		
helleberg		
anorthositgneis	floititfacies(?)	
.....		
massive anorthositbergarter		

skifre: kvarts-muskovitt-klorittskiferen tilhører grønnskiferfacies. Likeledes synes det meg rimelig å regne granatglimmerskiferne til Th. Vogts epidot-almandinskiferfacies, og som Eskola plasere denne lavest i epidot-amfibolittfacies. Helleberget og småøyegneisen tilhører også samme facies. For den siste er imidlertid likevekt neppe nådd.

Vi kommer så til metamorfoseproduktet av anorthosittkomplekset. Hovedtrekkene i denne metamorfose kan framstilles i følgende skjema:



Metamorfosen foregår således i 2 trinn. Når vi ser bort fra kalifeltspat, kvarts og aksessoriske mineraler blir mineralkombinasjonene for de to stadier som Tab. 14 viser.

Vi skal først se på den første kombinasjonen. Ifølge Eskola (10 s. 357) skal anorthittinnholdet i plagioklasen i epidot- amfibolittfacies være et instabilt relik, og han benekter eksistensen av en såkalt floittitfacies (Becke), da den strir mot faseregelen. I det foreliggende tilfelle er det nok så at en ikke godt kan se om oligoklasen er stabil, da den er oppstått ved saussurittisering av andesin. Men allerede Becke (12) påpeker at plagioklas med anorthittinnhold opptrer sammen med epidot også der hvor epidoten ikke er dannet ved saussurittisering, men ved framskridende metamorfose. Senere har en rekke andre geologer hevdet det samme. Erfaringen viser at ved lavere temperaturer dannes ikke basisk plagioklas, men sur plagioklas og epidot.

Tabell 14.

Mellomstadium	Sluttstadium
oligoklas hornblende biotitt epidot	sur oligoklas biotitt epidot

Med andre ord er det ingen fullstendig blandingsrekke anorthitt-albitt.  $\text{Na}_2\text{O}$  vil derfor kunne være selvstendig komponent. Vi kan da ikke anvende 3-komponent system som i ACF-diagrammet, men en tetraederproduksjon hvor  $\text{Na}_2\text{O}$  er vertikal komponent, se fig. 27.

Den plagioklas som er avmerket er altså den mest basiske som kan dannes ved de temperatur- og trykkforhold som svarer til epidot-amfibolittfacies (eller floittittfacies).

Faller bergartens projeksjonspunkt innenfor lille skjeve tetraeder inne i det store, vil vi få de fire mineraler: epidot, plagioklas, hornblende og biotitt, uten at det strir mot faseregelen. Fallér derimot projeksjonspunktet ovenfor flaten hornblende, plagioklas, biotitt, fås bare de 3 mineraler. Plagioklasens sammensetning vil da avhenge av projeksjonspunktets beliggenhet.

I det foreliggende tilfelle behøver anorthittinnholdet i oligoklasen altså ikke å være et instabilt relikt.

I metamorfosens sluttstadium er hornblendén forsvunnet. Vi er da gått fra dypere snitt mot høyere, det vil si i retning av lavere metamorfose. Det kunne tyde på at det er fysiske årsaker som har gjort hornblendén ustabil. Med andre ord at vi i anorthosittkompleksets ytterste rand skulle ha grønskiferfacies. I de nærmest overliggende sedimentlag har vi imidlertid epidot-amfibolittfacies og skulle anorthosittgneisens ytterste lag være blitt metamorfosert i grønskiferfacies, ville det bety at metamorfosen sank igjen. Men intet annet tyder på det. Metamorfosen stiger jevnt mot dypet. Videre skulle en vente å finne et mineral på C—F-linjen som omvandlingsprodukt ved siden av epidot og biotitt. Men det finnes ikke. Hornblendens forsvinning kan således ikke forklares ved termodynamiske endringer.

Vi må søke en kjemisk årsak. Både mineralogisk og strukturelt viser det seg at stress har vært en betydelig faktor ved metamorfosen. Fra sedimentdekkene over har det kommet tilstrekkelig vann. Kali-



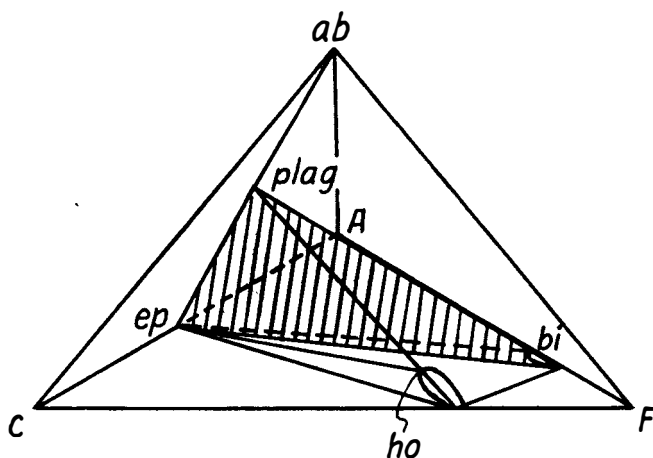


Fig. 27. Tetraederprojeksjon for floittitfacies.

feltspat vil da bare være stabil i den grad  $K_2O$  er i overskudd over den mengde som skal til for å danne glimmer med den forhåndenværende mengde  $(Fe, Mg)O$  og  $Al_2O_3$  (10 s. 253). I denne bergart er mengden av de sistnevnte oksyder stor, kalifeltspaten (perthitten) vil derfor i stor utstrekning gå med til biotittdannelsen såfremt metamorfosen blir gjennomgripende nok. Dette betyr at bergartens projeksjonspunkt i tetraederprojeksjonen beveger seg mot  $A'$ -hjørnet. Det vil si fra et punkt inne i det skjeve tetraeder mot flaten plagioklas—biotitt—epidot (den skraverte flate). Når denne blir nådd, er all hornblende forvandlet til biotitt og epidot.

Denne forklaring samsvarer med den mikroskopiske iakttagelse at mikroklinmengden i gneisen ikke står i rimelig forhold til den opprinnelige perthittmengde.

Vi trenger altså ingen stofftilførsel utenfra for å forklare at hornblendens forsvinner. Imidlertid har det som påpekt sivet en kvartsoppløsning gjennom bergarten under metamorfosen, og denne oppløsning kan naturligvis ha inneholdt andre stoffer som kan ha medvirket til de mineralogiske forandringer. Men om en metasomatose har funnet sted kan bare fastslåes ved en serie kjemiske analyser.

$A'CF$ -diagrammet for anorthosittgneisen er gjengitt på fig. 28. Plagioklasen kommer ikke med i 3-komponent diagram. Hornblendens plass i diagrammet er oppsiktsvekkende.

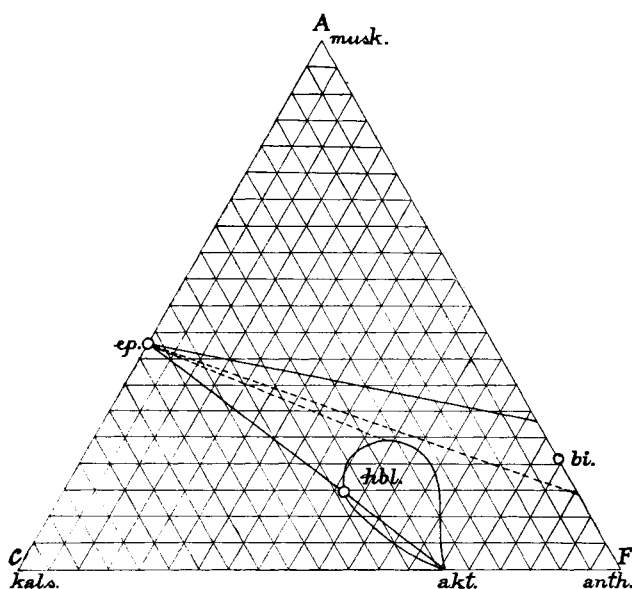


Fig. 28. Faciesdiagram for anorthosittgneisen.

Konklusjonen på disse faciesbetraktninger blir altså at metamorfosen av anorthosittkomplekset har funnet sted under temperatur- og trykkforhold som svarer til epidot-amfibolittfacies, eller dersom anorthittgehalten er *s t a b i l t* relik, til den floittfacies som Eskola frakjenner livsrett. Denne facies blir en subfacies til epidot-amfibolittfacies som ligger nærmere amfibolittfacies.

De termodynamiske forhold under metamorfosen har altså vært helt annerledes enn de som hersket under størkningen. Geostatisk trykk og temperatur har vært lavere, dynamisk trykk (stress) sterkere.

### ALDERSSPØRSMÅLET

Lagrekken i Heidal-feltet er i Ottadalen overleiret av en supra-krustalserie, som tidligere er undersøkt av Bjørlykke og andre, og som nå bearbeides av dr. Strand. Denne lagrekkes ledd er framstilt i tab. 15.

Den lagrekke som ligger ovenpå anorthosittkomplekset, viser en faciesutvikling, som ligner slående på Trondhjem-feltet. Serpentin-konglomeratet er ved hjelp av fossiler bestemt til 3  $\gamma$ . Grønnsteins-avdelingen svarer således stratigrafisk til Bymark-gruppen, den ut-

Tabell 15.

Øverst:	Sel-skifer Serpentinkonglomerat Grønnsteinavdeling Fyllitter
Under kommer altså Heidalserien:	Grå og grønnlige glimmerskifer Granatglimmerskifer Helleberg Anorthosittbergarter
Skyveplan	.....

pregete grønnsteinshorisonter i Trondheim-feltet. De underliggende fyllitter, skifer og kvartsittbergarter (Heidal-serien) skulle således svare godt til Røros-gruppen.

Vi kommer så til aldersspørsmålet for anorthosittkomplekset, Bergen—Jotun-stammens ledd i Heidal, som danner basis for lagrekken.

Det er eldre enn den siste, sterke orogenese, da det har deltatt i den samme metamorfose som sedimentene. Det er også eldre enn de basiske og de trondhjemittiske intrusjoner, da det er meget kraftigere omvandlet enn disse, og dessuten er intrudert av dem.

Det er således ikke yngre enn tidlig kaledon.

Det er da tre tidsrom det kan være dannet i: 1. tidlig kaledon, 2. kambrium før Røros-gruppen ble dannet, eller 3. prekambrium.

Den annen mulighet er meget svak. En kjenner ikke eruptiv virksomhet i dette tidsrom fra andre steder i landet.

Før den første mulighet, tidlig kaledon, taler det at det ikke finnes noe basalkonglomerat.

Mot denne mulighet kan det innvendes: 1. Bergen-Jotun-eruptivene har ikke trengt gjennom lagrekken eller sendt apofyser inn i den. Den diskordans som synes å være til stede over skyveplanet ved Grote i Nedre Heidal, er ganske sikkert tektonisk, framkalt av overskyvingen. 2. Det finnes ikke spor etter kontaktmetamorfose.

Disse vansker kan en unngå om en kan påvise at sedimentene er skjøvet opp på sitt nåværende underlag. Anorthosittgneisens grense mot helleberget over er som nevnt temmelig mylonittisk, men noen skyvebreksje finnes ikke. Mylonittiseringen trenger heller ikke å skyldes store bevegelser. Den kan tilskrives differensialbevegelser,

eller i hvert fall bevegelser i mindre målstøkk, framkalt under orogenezen av den fysiske forskjell av bergartene på begge sider av grensen.

Men den mulighet at lagrekken ligger alloktont over anorthosittkomplekset kan foreløpig ikke settes ut av betraktning. Det har jo vært meget kraftige bevegelser i området under de kaledonske orogenezeser.

Hvis derimot lagrekken i Heidal ligger autoktont på sitt nåværende underlag av Bergen-Jotun-bergarter, synes det 3. tilfelle — grunnfjellsalder — å være det naturligste for anorthosittkomplekset.

Men et basalkonglomerat, som ville være nokså avgjørende for aldersspørsmålet, finnes ikke innenfor det område, jeg hittil har undersøkt.

### Summary.

This paper describes more or less metamorphic derivatives of the Bergen—Jotun group, which occur in the district around Heidal in Gudbrandsdalen, on the map Søl F 29 V. They are most frequent around Heidalsmugen, and between Øvre Heidal and Lalm in Vågå.

*Tectonics and stratigraphy.* The rocks described comprise the bottom part of a sheet which has been thrust over sparagmitic and Cambrian-Ordovician layers. Above these Bergen—Jotun layers we find metamorphic schists and sandstones belonging to the sedimentary facies of the Trondheim district. This is of great interest, and when the regional investigations in this region are completed, the results will be of decisive importance in the calculation of the age of the Bergen—Jotun group.

*Primary structure and mineral contents of the rock.* The rock consists of light bands rich in felspar. These bands also contain in varying amounts iron-magnesium minerals in small parallel schlieren; thus the light bands are foliated. Parallel with this foliation we find larger, irregular schlieren and bands of a gabbroic composition. This structure is identical to Balk's "flow foliation" or "schlieren". The secondary Caledonian structures which also are developed run through the schlieren structure and emphasize the latter's primary character. The pictures on page 7 and 8 give a good impression of the structure.

The rock's primary minerals are: plagioclase, micro-perthite, monoclinic pyroxene and garnet. The mineral contents vary greatly. It is difficult to find a satisfactory name for this inhomogeneous rock,

but, as the light bands are predominant, I have chosen the name: the anorthosite complex. The mangerite complex would have been equally correct.

*Garnet pyroxenite.* Composition: either garnet, monoclinic and orthorhombic pyroxene (one lense) or garnet, monoclinic pyroxene and a little plagioclase (two lenses). The garnet contains much pyrope, see table 9. The monoclinic pyroxene is a diopsidic pyroxene, diallage. The orthorhombic pyroxene is a bronzite.

*Garnet gabbro.* Diallage, garnet, plagioclase. The garnet contains more almandine than that occurring in the pyroxenites. The plagioclase is an andesine [ $an_{35-40}$ ].

An analysis of the gabbro, table 1 shows that its chemical composition does not differ greatly from the average, but its mode, see table 3, is unusual.

*Garnet mangerite.* Diallage, garnet, perthite, some plagioclase. The perthite is the usual spindle perthite from the Bergen—Jotun group.

*Mangerite syenite.* The light bands comprise about 90 % of the rock. They are for the most part made up of plagioclase,  $an_{30-35}$ , and perthite. Pyroxene and garnet are of less importance, though the garnet in places may be frequent. Usually the perthite dominates over the plagioclase, the amount of which increases with the femic minerals. Thus the petrographic character of the light bands stands somewhere between syenite and monzonite. Professor N. H. Kolderup has suggested the name mangerite syenite for the most acid of the intermediary rocks belonging to the Bergen—Jotun group. (The light bands have this character, but the plagioclase is somewhat more basic than that allowed by the Kolderup definition.)

*Late magmatic joints and faults.* In some places the rock has been broken up and cemented together again. See fig. 8—12. Investigations show that the minerals in the filled-up cavities are the same as those in the light bands. This indicates that the brecciation has taken place at a late magmatic period.

*The primary minerals.* In addition to what has previously been mentioned about the chief minerals, we may add: The plagioclase in the gabbro is calculated to  $an_{35-40}$ , while it should normally contain about  $an_{60}$ . The reason is that a great deal of the Ca-content has gone into the garnet. The plagioclase crystals are generally very small (granulitic structure), but in places we find relics of

large crystals. These are always bent and broken. It is difficult to say what is protoclasis or cataclasis. We find the same structures in the crystals of pyroxene and perthite; in garnet crystals they are not so easily seen.

The garnet has been analysed more thoroughly, both chemically and physically as it is the most characteristic mineral in the rock. I have analysed the garnet of the two end members of the series, pyroxenite and mangerite syenite.

The results are found in tables 9 and 10. The optical data and specific gravity have been measured for these and four other rocks taken from the rocks lying in between. The results are found on table 8. The chemical composition was then calculated, in accordance with Eskola's method (7 p. 9—13), and the results were listed in table 11 where the data of the chemical analysis also are found. The latter compare nicely with the results by Eskola's method. The composition of the garnets is listed in table 11 in the same way as Eskola's (7 p. 8). As seen in the table there is an even increase of FeO and a corresponding decrease of MgO. This suggests that the garnets of the series pyrope — almandine have a crystallization course analogous to that of the ordinary feric minerals, so that those rich in magnesia crystalize first.

*The primary facies of the anorthosite complex.* Both the rock's structure and mineral assemblage suggest granulite facies (10 p. 360). But according to Eskola's diagram fig. 15, garnet and diopside do not occur in equilibrium. There is, however, no doubt about the fact that the combination monoclinic pyroxene — garnet is a combination in equilibrium in these anorthosite rocks.

The mineral assemblage suggests high temperature and pressure during the congealing, and the fact that garnet is found everywhere, and the protoclastic structure, indicate that the pressure has been the decisive factor all through the crystallization. On page 30 the influence of the pressure on the equilibrium anorthite + orthorhombic pyroxene  $\rightleftharpoons$  garnet + monoclinic pyroxene is calculated. It appears that the latter combination makes for a saving of space of 10 to 15 %. It is not as yet possible to calculate the influence of the temperature, but there does not seem to be any physical reason for doubting that the primary mineral combination in this rock complex is an equilibrium combination formed under great pressure. The A'CF diagram for

this facies is found on p. 31. It resembles greatly Eskola's eclogite facies (10 page 364). Thus there is good reason for supposing that the thermo-dynamic conditions which have been prevalent during the hardening have not differed very much from that which corresponds to eclogite facies.

*Genesis.* So many things have happened to the rocks here dealt with since their crystalization, that they do not invite to a thorough investigation in connection with their congealing. However, it may be said that the outer conditions have been very similar to those which professor Balk describes from the Adirondacks. The rock was formed through fractional crystallization of a magma, where squeezing was the fractionizing factor. But we have not here as in the Adirondacks got independent rocks of any great size, but smaller schlieren and bands of different petrographic character; rocks "in statu nascendi".

*The metamorphism.* After hardening the rock has undergone a thorough metamorphosis in connection with the folding of the Caledonian mountain range. This made for new structures and minerals. As the photographs p. 34 and 35 show, the new structures run through the primary banding. The primary minerals also underwent a radical change. — The garnet was transformed into biotite and epidote. The result is a gneiss consisting of oligoclase ( $an_{1.5}$ ), biotite, epidote and quartz (which is added), and less microcline than the perthite contents in the original rock would have made for. The rock has undergone this complete metamorphism in a shell of around 100 m thickness, but the extent of the metamorphism decreases inwards towards the nucleus of the rock complex.

*The secondary minerals.* Among these we will in this connection only mention hornblende, which was formed by the uralitizing of the pyroxene. Its unusually high indices of refraction  $\alpha = 1.715(+0.003)$ ,  $\gamma = 1.730(+0.003)$  aroused my suspicion. The hornblende was analysed and calculated. See table 12 and other data page 42. Its composition does not correspond to the ordinary hornblende formula, but lies somewhere in between a pyroxene and a hornblende. It does not have the required amount ( $Fe^2 + Mg$ ), too much Ca and only half the ordinary amount of  $OH + F$ .

*Facies of the metamorphism.* In order to draw a reliable picture of the temperatures and pressures which prevailed during the metamorphism of the anorthosite complex, the overlying schists have also been investigated. It turns out that the metamorphism increases with

greater depths. The top schists were metamorphosed in green schist facies, while the anorthosite complex and its neighbouring layers were transformed into epidote-amphibolite schist facies. See table 13 page 47. On the same page is given a diagram which shows the metamorphism of the anorthosite minerals. The results found are that the anorthosite gneiss contains an acid oligoclase, the anorthite contents of which, according to Eskola's facies rule, should be an instable relic. On page 48 is shown that this is not necessarily the case, and under this assumption the metamorphism of the anorthosite complex may be said to have taken place in that subfacies of the epidote-amphibolite facies which Becke has called floatite facies. The A/CF diagram is found on p. 50. Note the position of the analysed hornblende. Thus the thermo-dynamic conditions during the metamorphism have been very different from those during the hardening. Geostatic pressure and temperature have been lower, while the dynamic pressure (stress) has been greater.

*The age of the rock.* The age of the anorthosite complex, and with it the Bergen—Jotun group, has as yet not been established. It is generally agreed upon that it cannot be younger than early Caledonian. The investigations in Heidal have as yet not finally settled the question. Three periods are possible:

1. Early Caledonian.
2. Early Cambrian.
3. Pre-Cambrian.

The second suggestion is doubtful. No eruptive rocks from this period have been found elsewhere in the country.

In support of the first possibility is the fact that no basal conglomerate has been found.

Against this hypothesis stand the following facts: The anorthosite nowhere cuts Caledonian sedimentary layers, nor have apophyses been found in them; no traces of contact metamorphism can be seen.

These difficulties may be evaded if it could be proved that the overlying sediments have been thrust on top of the anorthosite complex. The geological field investigations show that this is very improbable, but the hypothesis can not be altogether eliminated.

If the sedimentary layers at Heidal are autochthonous the third possibility becomes most probable.



**Litteraturfortegnelse.**

1. R. Balk: Structural Behavior of Igneous Rocks. Geol. Soc. of America, Memoir 5, 1937.
2. — Structural Geology of the Adirondack Anorthosite. Min. und Petr. Mitteil. 41. 1931.
3. V. M. Goldschmidt: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. Vid.-Akad. Skr. I. 1916. No. 2.
4. C. F. Kolderup: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. Bergens Museums Årbok 1903.
5. K. O. Bjørlykke: Det sentrale Norges Fjeldbygning. N. G. U. No. 39.
6. V. M. Goldschmidt: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiete. Vid.-Akad. Skr. I, 1920. No. 10.
7. P. Eskola: On the eclogites of Norway. Vid.-Akad. Skr. I, 1921. No. 8.
8. H. von Philipsborn: Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granatgruppe. Leipzig 1928.
9. N.-H. Kolderup: Der Mangeritsyenit und umgebende Gesteine zwischen Dalsfjord und Stavfjord in Søndfjord im westlichen Norwegen. Bergens Museums Årbok 1920—21.
10. Barth, Correns, Eskola: Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.
11. T. Strand: Oversikt over fjeldbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. N. G. T. 20. 271, 1940.
12. F. Becke: Zur Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. T. M. P. M. 35, 1920,

### INNHOOLD

	Side
Forord .....	1
Oversikt over de stratigrafiske forhold i Heidal.....	2
Anorthosittkomplekset.....	4
Innledning .....	4
Tidligere undersøkelser .....	5
Utbredelse .....	6
Primære bergarter og deres struktur.....	6
Senmagmatiske brudd og forkastninger.....	15
Primære mineraler .....	18
Anorthosittkompleksets primære facies.....	28
Genesis .....	32
Metamorfosen i anorthosittkomplekset .....	34
Sekundære strukturer .....	34
Mineralenes metamorfose.....	35
Sekundære mineraler .....	41
Det krystalline sedimentkompleks .....	45
Helleberg .....	45
Småøyegneis .....	45
Øvre helleberg .....	45
Granatglimmerskifer .....	45
Grå og grønne skifer .....	46
Synorogene intrusjoner.....	46
Metamorfe facies .....	46
Aldersspørsmålet .....	50
Summary .....	52
Litteraturfortegnelse .....	57