

En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavann, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose.

Av
AUGUST L. NISSEN

Innhold.

	Side		Side
Innledning	104	b. Amfibolitt i de nord-	
I Tidligere undersøkelser	104	vestligste strøk	127
II Berggrunnen	106	c. Båndet amfibolittisk gneis .	128
1. Glimmergneisene	107	d. Amfibolitt innesluttet i	
a. Biotittgneis	107	granodiorittisk gneis	129
b. Biotitthornblendegneis	109	e. Amfibolitt i de østligste	
c. Biotittmikroklingneis	110	strøk	130
d. Foldet glimmergneis	113	Amfibolittenes dannelse ...	132
2. Granatglimmerskifer	117	6. Tremolittsten	133
a. Granatbiotittskifer	118	7. Olivinsten	134
b. Granatmuskovittskifer	118	8. Trondhemitt	135
Glimmergneisenes og		9. Lys granodioritt	138
granatglimmerskifrenes		III Metamorfofen	140
dannelse	120	IV Granater	143
3. Marmor	121	V Aldersforholdet mellom berg-	
4. Granodiorittisk gneis	122	artene	152
Dannelsen av granodiorittisk		VI Summary	155
gneis	124	Litteraturliste	157
5. Amfibolitt	125		
a. Granatamfibolitt	126		

Forord.

I løpet av somrene 1958, 1959 og 1960 utførte jeg geologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse i traktene syd for Majavann. Tidligere direktør Sven Føyn og nåværende direktør Harald Bjørlykke lot meg

benytte det innsamlede materiale til en hovedoppgave i geologi, som dette arbeidet er et sammendrag av. Jeg vil få takke dem begge for dette. Professor Trygve Strand, professor Ivar Oftedal og statsgeolog O. A. Broch må jeg få takke så meget for deres kritikk av min oppgave.

Videre vil jeg rette en takk til statsgeolog Magne Gustavson for verdifulle råd under bearbeidelsen av arbeidet og til geolog Henri Barkey og vit.ass. Boye Flood for deres hjelp med det engelske summary.

Innledning.

Det undersøkte område ligger dels i Nord-Trøndelag og dels i Nordland fylke, i den vestlige del av kartblad Børgesfjell J 19.

I nord er det begrenset av bredde $65^{\circ} 10'$, i vest av kartgrensen, i øst av meridian $2^{\circ} 44'$ øst for Oslo og i syd av en linje ca. $2^{\circ} 30'$, $64^{\circ} 58'$ – $2^{\circ} 44'$, $65^{\circ} 1'$.

Jernbanen og riksvei 50 går langs Namsen nordover til $65^{\circ} 4' \frac{1}{2}$, videre mot nord langs Smalvannet til Majavann.

Foruten disse to hovedtrafikkårene finnes enkelte østvestgående mindre veier.

Bosetningen er for det meste langs riksveien.

Hensikten med arbeidet, var ved siden av å få en mest mulig detaljert kartlegning av bergartene innen området, dessuten å oppnå tilknytning til det geologisk kartlagte område i nord (Gustavson & Grønhaug 1960) og i syd og øst (Foslie og Strand 1956).

I. Tidligere undersøkelser.

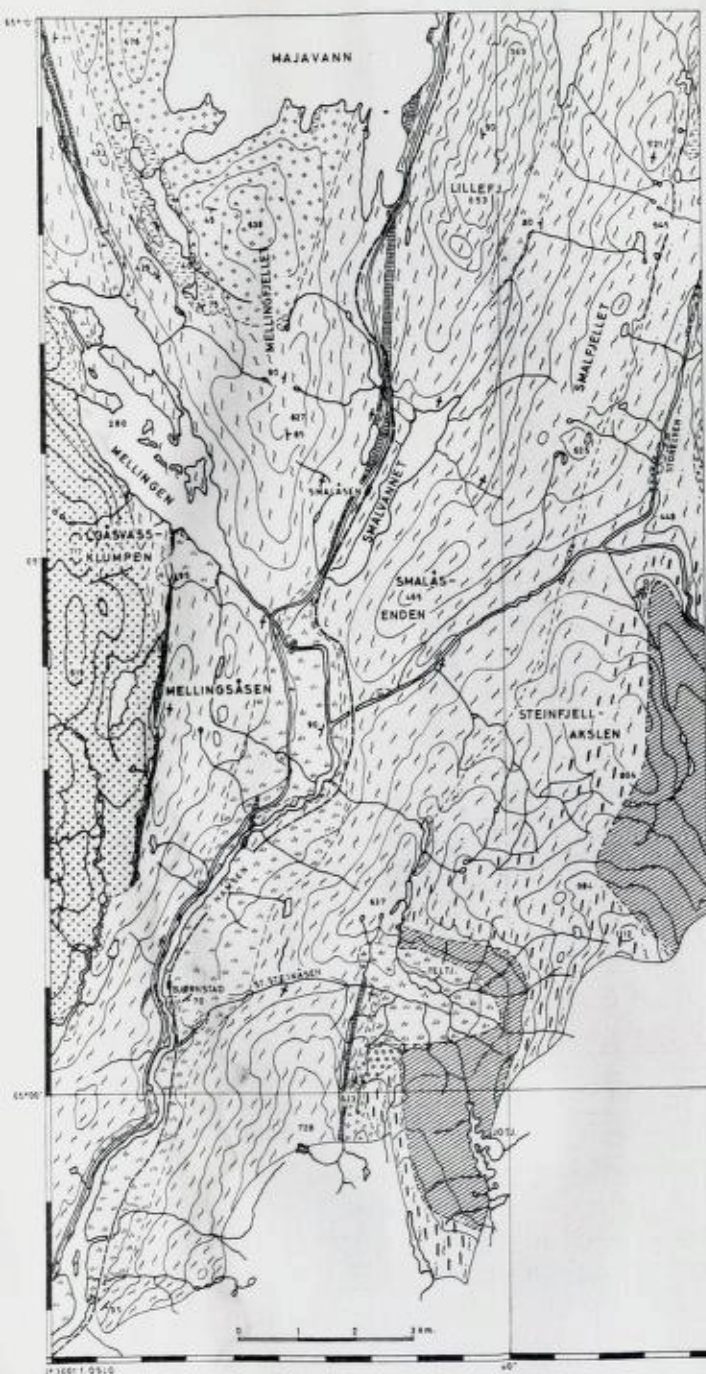
I 1831 ble traktene syd for området undersøkt av Keilhau, under hans reise i Nord-Trøndelag og Jemtland. Hauan foretok undersøkelser på Leka og i Bindalen i 1873 og tok også da en tur til den øvre del av Namdalen og Majavann. Samme år gikk han også fra Tomasvann til riksgrensen. Hauans iakttagelser ble benyttet av Kjerulf i hans arbeide «Om Trondhjems stifts geologi» og til det geologiske kart som ble utarbeidet av både Kjerulf og Hauan.

Suhrland besøkte Tomasvann i 1843, under sin reise i Helgeland.

Somrene 1874 og 1875 gjorde Corneliussen lange reiser i Nordland.

I 1907 undersøkte G. Holmsen traktene nordøst for området, og kartla også da bergartene omkring Tomasvann.

Tidligere var det bare de perifere deler som var blitt undersøkt, men i 1908 kartla Oxaal området fra feltets vestgrense inn til riksgrensen.



Y STRØK OG FALL
Strike and dip

Rekstad utga i 1910 et kart med beskrivelse over Bindalen og Leka, basert på iakttagelser av T. Vogt og han selv, og i 1924 utga samme forfatter kart og beskrivelse til det geologiske generalkart over Hattfjelldalen, hvor da feltet utgjør det sydvestligste hjørne av dette.

Somrene 1921, -22, -24, -26 og 1930-31 kartla Foslie området Namsvann og Frøyningsfjell, men da han kun hadde fått publisert en liten del av sine arbeider før sin død i 1951, ble dette materiale bearbeidet og utgitt av Strand i 1956 (Foslie og Strand 1956). Strand kartla også den sydøstligste del av Helgeland somrene 1951-1954. (Strand 1953 og 1955.)

Strands arbeider omhandler for en vesentlig del de lavmetamorfe bergarter under skyveplanet.

Av senere arbeider som kun behandler de høymetamorfe bergarter er Liens hovedoppgave fra 1956 i de vestlige deler på kartblad Hattfjelldal, foruten at Gustavson og Grønhaug kartla traktene like nord og nordøst for mitt eget område somrene 1957-58 (Gustavson & Grønhaug 1960).

II. Berggrunnen.

Områdets berggrunn består av høymetamorfe bergarter, først og fremst av sedimentær opprinnelse, men også for en stor del av sure og basiske eruptiver av kaledonsk alder. Sedimentene er glimmergneiser, kalksilikatbergarter, krystallinske kalker og kvartsitter.

De sure eruptivene omfatter trondhjemiten i Gåsvassklumpen lengst vest i området og granodiorittmassivet i sydøst.

De basiske eruptivene består av amfibolitter og serpentinitter. Vanligvis har de meget liten utbredelse, og fremgår derfor ikke alltid av kartet.

Bergartene innen området har en temmelig enhetlig tektonisk og petrografisk karakter. De danner fortsettelsen av det nordenfor liggende Seterfjelldekket (Gustavson & Grønhaug 1960). Hva angår alderen av bergartene, kan man ikke si noe sikkert om den. Seterfjelldekket ligger over Kvigtinddekket i øst, som av Gustavson og Grønhaug er parallellisert med Rørvikavdelingen i det lavmetamorfe strøk i øst (Foslie & Strand 1956). Rørvikavdelingen er videre parallellisert med Størengruppen i Trondhjemsfeltet og er antageligvis av tidlig ordovicisk alder (Strand 1958).

Angående stratigrafien er det meget vanskelig å danne seg noen mening om den, på grunn av glimmergneisenes høye metamorfose, og at man sjelden finner gode ledehorisonter.

1. *Glimmergneisene.*

Glimmergneisene omfatter: biotittgneis, biotitt-hornblendegneis, biotitt-muskovitt-gneis, granat-porfyroblast-gneis og plagioklas-porfyroblast-gneis.

Det karakteristiske ved glimmergneisene er et temmelig høyt innhold av glimmer og da særlig biotitt, men der er også typer som har ganske meget muskovitt. Vanligvis er også plagioklasinnholdet høyt. I de muskovitrike typene er plagioklasinnholdet meget lavere, foruten at de ofte har granatporfyroblaster.

Den mørke fargen og den vanligvis tydelige planskifrihet er karakteristisk for glimmergneisene. Enkelte typer er sterkt foldet, disse er samtidig injisert med granittisk materiale.

Innleiret i glimmergneisene finner man først og fremst lag av kalkmarmor, men også en del kvartsitt.

a. *Biotittgneis.*

Den vanligste typen av glimmergneisene er biotittgneis, den finnes overalt i glimmergneisenes område. Mineralsammensetning: Kvarts, plagioklas An_{33} - An_{46} , biotitt, muskovitt.

Aksessoriske: Kloritt, epidot, apatitt, zirkon, granat, turmalin, orthitt, kalkspat, erts.

Tabell I - *Den kvantitative mineralsammensetning i tre slip er målt ved punkttelling, 500 punkter i hvert slip. Prosentfordelingen er følgende:*

	Nr. 766 2° 32' 1/3 65° 7' 3/8	Nr. 730 a 2° 34' 1/2 65° 4' 1/2	Nr. 730 b 2° 34' 1/2 65° 4' 1/2
Kvarts	26	33	36
Plagioklas	38	35	23
Biotitt	34	22	39
Muskovitt	x	5	x
Erts	x	3	1
Andre min.	2	2	1

x betegner meget små mengder.

Biotittgneisen er en mørk grønn, fin- til middelskornet bergart. Grensen mellom fin- og middelskornet materiale er ofte knivskarp.

Vanligvis har biotittgneisen et skifrig utseende, med jevn fordeling av

mineralene. Kløvningen er imidlertid ikke alltid så markert. Bergarten kan også ha et båndet utseende, med veksling av lyse feltspatrike og mørke glimmerrike bånd (0,5 m–1 cm brede).

Parallelt med skifriheten finner man ofte lag med kvarts, disse kan være opptil 3 mm brede. I slip ser man tydelig parallellorienteringen av biotittkornene.

Plagioklasen opptrer vanligvis i friske korn, men er av og til sterkt sericittisert, ofte i striper langs tvillinglamellene. En svak og uregelmessig sonarbygning er alminnelig.

I et slip av finkornet biotittgneis opptrer foruten den vanlige, en markert sonarbygning. Begge typer kan opptre i samme korn. Kornene har en indre basisk sone (An_{40}) med et avrundet omriss. Denne er omgitt av en smal surere rand (ca. An_{34}), med et mere uregelmessig omriss. Angehalten er synkende mot ytterkanten i denne randen. Tvillinglameller og spalteriss fortsetter uforstyrret ut i den ytre sone. Foruten at man finner disse kornene spredt i slipet, så forekommer de særlig hyppig langs den ene randen til et av kvartslagene.

Både i sistnevnte slip og et annet, kan plagioklaskornene være gjennom-satt av årer med surere plagioklas, på tvers av skifriheten.

Den markerte sonarbygning og årene kan opptre i samme korn. Årene opptrer ofte i forbindelse med sericittisering og inneslutninger av muskovitt og kalkspat i plagioklas.

Inneslutninger i plagioklas er ellers kvarts, biotitt, muskovitt, epidot med orthitt-kjerne og kalkspat.

Biotitt: Inneslutninger av runde zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo er vanlig. Orthitt-korn med smal rand av epidot rundt gir også pleokroitisk halo.

Muskovitt: Forekommer som oftest sammen med kloritt og erts.

Kloritt: Opptrer sammen med biotitt og muskovitt.

Epidot: Har ofte runde inneslutninger av orthitt.

Granat: Har inneslutninger av kvarts, biotitt og erts.

Turmalin: Har inneslutninger av kvarts, erts og apatitt.

Betrakter man igjen forannevnte slip med finkornet biotittgneis (mineralsammensetning se tabell I, slip nr. 730 b.), finner man at den hyppige utvikling av sonar plagioklas langs kvartslamellen samtidig er fulgt av klorittisering av biotitt og rikere ansamling av muskovitt og kalkspat.

I slip nr. 730 b er det to generasjoner med mineraler. Den yngre omfatter kloritt, surere plagioklas enn forøvrig, muskovitt, sericitt og kalk-

spat. Disse mineralene synes å være dannet i forbindelse med tektoniske bevegelser etter biotittgneisens dannelse. Langs tektoniske plan, både i skifrihetens retning og på tvers av denne har man fått krystallisasjon av disse mineralene. Muskovitt og kalkspat kan være omkrystallisert, kalkspat kan også være tilført i løsning.

Man kunne tenke seg dannelsen av disse yngre mineralene hvis følgende betingelser var til stede: langs de tektoniske plan har man fått et øket vanddamp- og CO₂ trykk. Biotitt har da reagert med vann og har gitt kloritt. Plagioklas er blitt omkrystallisert og har gitt en surere plagioklas. Anortitt som derved er frigjort, har reagert videre med vann foruten de tiloversblevne produkter fra dannelsen av kloritt. Dette har gitt muskovitt foruten kalsium. Kalsium har så til slutt reagert med CO₂ og har gitt karbonat.

b. Biotitthornblendegneis.

I de vestligste deler av området finner man ofte glimmergneis med vekslende mengder av Ca-holdige mineraler.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas, An₄₃-An₄₄, biotitt, hornblende (÷) Z/c = 24°-29°, epidot (÷) Z/a = 27°.

Aksessoriske: Kloritt, titanitt, apatitt, zirkon, sericitt, granat, muskovitt, kalkspat, rutil, erts.

Tabell II.

	Nr. 729 2° 34' $\frac{2}{3}$ 65° 4' $\frac{1}{2}$	Nr. 757 2° 32' $\frac{1}{2}$ 65° 1' $\frac{1}{2}$
Kvarts	22	17
Plagioklas	33	56
Biotitt	28	18
Hornblende	11	4
Epidot	x	4
Kloritt	4	x
Andre min.	2	1

x betegner meget små mengder.

Biotitthornblendegneisen er en fin- til middelskornet bergart, mørk gråfarget. Det er vanskelig i felt å skille den fra biotittgneisen. Bergarten er ofte skifrig med parallellorientering av biotittflakene og hornblende-

nålene. Den kan også være båndet med veksling av lyse og mørke bånd (1–3 cm brede) rike på henholdsvis plagioklas, kvarts og biotitt, hornblende. Porfyroblastisk struktur med opptil 1 cm store plagioklasindivider sees ofte. Hornblendekrystallene kan være opptil 3 mm store. Ellers er kornstørrelsen vanligvis 0,2–1 mm.

Kvarts opptrer vanligvis sammen med plagioklas.

Plagioklasen er av og til sterkt sericittisert. Innesluttet finnes runde kvartskorn, biotitt, zirkon og apatitt.

Biotitt har ofte innesluttet zirkon med sterk pleokroitisk halo. Inneslutninger av epidot har svak pleokroitisk halo.

Hornblende er ofte sammenvokst med biotitt. Innesluttet finnes biotitt, apatitt og titanitt.

Epidot kan ha rund kjerne med orthitt. I prøve nr. 757 finnes dessuten opptil 1,5 mm store poikiloblaster med inneslutninger og innvokninger av kvarts, biotitt og plagioklas. Epidot er her også av og til symplektitisk sammenvokst med vermikular kvarts. Denne typen har imidlertid ikke inneslutninger av orthitt.

Kloritt opptrer sammen med biotitt. Den finnes også langs randen av granat, eller på sprekker gjennom granat sammen med epidot, finskjellet muskovitt og erts.

Muskovitt opptrer i finskjellede korn, vanligvis mellom tilstøtende plagioklaskorn.

Etter metamorfosen kunne man tenke seg diaforese under øket vann- og CO₂ trykk. Under disse betingelser er en del av biotitten blitt klorittisert. Derved er kalium blitt frigjort og er gått med til dannelse av sericitt og muskovitt. Videre er kloritt, muskovitt og epidot dannet på sprekker i granat.

Symplektitisk epidot kan være dannet av plagioklas (Vogt 1927, s. 434). Etter Vogt er klinoisitten myrmekittisk sammenvokst med et fargeløst mineral, og han mener at dette sannsynligvis er albitt. Hva mine egne bergarter angår, finner jeg at denne typen epidot alltid er sammenvokst med kvarts. Kalkspat er også sannsynligvis dannet under diaforesen.

c. Biotittmikroklingneis.

Biotittmikroklingneis finnes i den nordlige del av området, på sydøstsiden av Lillefjell. Man finner her flere store blotninger langs veien til gårdene Sole og Vårtun.



Fig. 1. Biotittmikroklingsneis sydøst for Lillefjell.

Biotite-microcline gneiss southeast of Lillefjell.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas, An_{28} , kalifeltspat, biotitt, $n_z = 1,619$ målt med Berek-kompensator blir dobbeltbrytningen 0,047, d.v.s. MgO:FeO er ca. 2:1, granat, zoisitt (+) målt med Berek-kompensator blir dobbeltbrytningen ca. 0,012, muskovitt, apatitt, kloritt, zirkon, erts og grafitt.

Tabell III.

	Nr. 916 2° 40' 65° 7' ½
Kvarts	46
Plagioklas	15
Kalifeltspat	11
Biotitt	18
Muskovitt	6
Granat	3
Andre min.	1

Biotittmikroklingneisen er en båndet gneis, bestående av en mørk grå biotittrik grunnmasse, med lyse kvarts- og kalifeltspatrike bånd. Båndene er 1–20 cm brede.

Granatporfyroblastene i de biotittrike deler er karakteristisk for bergarten. Porfyroblastene er vanligvis 3 mm store, de største er opptil 1 cm.

Biotittkornene har en tydelig parallellorientering. Plagioklaskornene kan være opptil 2,5 mm store, kornstørrelsen er ellers 1,5–0,2 mm.

Kvarts har sterkt undulerende utslukning.

Plagioklas har inneslutninger av biotitt, zirkon og kvarts. På grensen mot kalifeltspat opptrer myrmekitt. Plagioklasen er også en del sericitisert.

Kalifeltspat opptrer i to typer. Den ene er mikroklinperthitt (strengperthitt). Den viser av og til undulerende utslukning. Mikroklingitteret er dårlig utviklet. Blant korn av denne typen forekommer også de største individene.

Den andre typen er ikke-perthittisk mikroklin. Mikroklingitteret er tydelig. Mikroklin finnes av og til innesluttet i mikroklinperthitt sammen med rester av plagioklas. Mikroklinperthitten er også ofte omgitt av en rand med plagioklasrester. Kalifeltspaten opptrer vanligvis i kvartsbåndene som mer eller mindre tydelig linseformete korn.

Biotitt viser ofte undulerende utslukning. Innesluttet finnes små runde zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo.

Granat opptrer i avrundete eller uregelmessige, kataklastiske korn. Den er nesten alltid omgitt av en rand med finskjellet muskovitt og kloritt. Innesluttet finnes runde kvartskorn og biotitt.

Zoisitt opptrer i aggregater blant biotitt. Har alltid en rand med finskjellet muskovitt.

Følgende tre muligheter for bergartens opprinnelse er bl. a. tilstede:

1. En kvartsrik tuff eller surt glass.
2. En feltspat- og kvartsrik arkose.
3. Et kvartsrikt sediment, hvor kalium er tilført under metamorfosen.

Det er ikke noe spesielt som tyder på en effusiv karakter av det opprinnelige materiale.

Den andre muligheten synes å ha mere for seg.

Imidlertid er det ting som taler for at kalium er tilført. Plagioklasen er tydelig oppspist av kalifeltspat, og man finner rester av plagioklas i kalifeltspat. Dannelsen av myrmekitt kan tyde på det samme (Drescher-Kaden 1948).

Nord for området har Gustavson & Grønhaug (1960) påvist en skyvesone, som hvis den trekkes videre mot syd, vil fortsette i østskrånningen av Lillefjell. De forteller at de oppknuste bergartene i skyvesonene vanligvis inneholder en del mikroklin. Også i glimmergneisene på siden av sonene finnes av og til mikroklin, men innholdet av mineralet avtar raskt til siden.

Jeg har selv ikke kunnet påvise skyvesonen, men det er imidlertid meget overdekket her. Mikroklininnholdet i bergarten i denne delen av området kan taes som et indisium på at skyvesonen fortsetter i østskrånningen av Lillefjell.

Dietrich (1963) har tatt for seg forskjellige områder med båndete gneiser, og mener at båndingen i nesten alle de observerte båndete gneisene er parallell med tidligere suprakrustal lagning. Denne er blitt aksentuert av prosesser som differensial anatexe, permeasjon, metamorf differensiasjon eller kombinasjoner av disse prosesser.

Dietrich (1963, pp. 101-102) gjør imidlertid oppmerksom på at det også kan bli bånddannelse i massive gråvakker ved metamorf differensiasjon. Turner & Verhoogen (1960, p. 584) fremhever det samme.

Hvorvidt bånddannelsen i denne bergarten henger sammen med tidligere lagning, er det vanskelig å avgjøre.

Tidligere er nevnt at kvartsen er sterkt undulerende, granat opptrer ofte i kataklastiske korn, biotitt viser ofte undulerende utslukning, mikroklin opptrer i linseformede korn. Dette tyder på tektoniske bevegelser under krystallisasjonen av mineralene.

Den reduserte kornstørrelse som vil være resultatet av slike bevegelser, vil øke effektiviteten av løsning, diffusjon og kjemisk reaksjon, som i alle tilfelle vil bli aksellerert etter som temperaturen stiger. (Turner & Verhoogen 1960, p. 585).

Etter min mening har derfor tektoniske bevegelser under metamorfosen vært en viktig medvirkning til bånddannelsen, kanskje av større betydning enn en eventuell primær lagning.

d. Foldet glimmergneis.

Glimmergneisene kan lokalt være foldet, tildels sterkt. I områdets østlige strøk er sterk foldning et herskende trekk.

Mot vest grenser de til de planskifrige gneisene. Mot øst, syd for Namsen, grenser de til den lyse granodioritten, mens lenger nord går de ut over den østlige kartgrense.

Den foldete gneisen består av vekslende lyse og mørke bånd.

Mineralsammensetningen i et mørkt bånd:

Plagioklas An_{34} , biotitt, epidot (\div) $Z/a = 30^\circ$, d.v.s. en jernrik pistazitt.

Aksessoriske: Kloritt, apatitt, ertz, zirkon, rødbrun isotrop orthitt, gul delvis isotrop orthitt, jernoksyd, muskovitt og kalifeltspat.

Mineralsammensetningen i et lyst bånd:

Kvarts, plagioklas An_{27} , muskovitt, epidot (+) $X/c = 0^\circ$, d.v.s. en jernrik klinozoisitt.

Aksessoriske: Biotitt, kloritt, zirkon og erts.

Tabell IV.

	Nr. 719 a $2^\circ 38' \frac{1}{2}$ $65^\circ 1' \frac{2}{3}$	Nr. 719 b $2^\circ 38' \frac{1}{2}$ $65^\circ 1' \frac{2}{3}$
Kvarts		34
Plagioklas	34	52
Biotitt	53	x
Muskovitt	2	13
Epidot	6	1
Kloritt	3	x
Andre min.	2	x

x betegner meget små mengder.

Gneisen består av vekslende mørke grå og lyse bånd som er sterkt foldet. Strukturen kommer best til sin rett når overflaten er isskuret, se fig. 2. Hvor mørkt materiale er i overvekt, har bergarten en jevn brun overflate.

Hvor der er lyse bånd til stede, trer disse frem i et tydelig relieff, da disse er mest motstandsdyktige mot forvitring. De foldete gneisene inneholder granodiorittiske slirer og linser, som har en mineralogisk sammensetning meget lik den man finner hos den lyse granodioritten (se tabell XII).

Man finner også pegmatittiske ganger, se fig. 2, disse er opptil 10 cm brede.

Mot vest forsvinner først intrusjonene, siden går gneisene jevnt over i de ufoldete gneiser. Mot øst øker mengden av granodiorittisk materiale til dette til slutt er helt dominerende, og man kommer over i granodioritten. I øst i Steinfjellsakslen er heller ikke gneisen så sterkt foldet, men har et mere bølget utseende. Den er heller ikke så utpreget båndet, men har en mere jevn fordeling av mineralene med tydelig skifrihet. Se fig. 3. Man



Fig. 2. Foldet gneiss med pegmatittgang, fra N Steinfjellet.

Folded gneiss with pegmatite dike from N Steinfjellet.

ser her hvor skarpt det granodiorittiske materiale skjærer gjennom gneisen. Lagstillingen i gneisen er uforstyrret.

Kornstørrelsen: Plagioklaskornene i de lyse båndene kan være opptil 6 mm store. Ellers er kornenes størrelse vanligvis 0,05–0,5 mm. De granodiorittiske injeksjonene er vanligvis fra middels til grovkornet. Et sted har jeg funnet 10 cm store mikroklinkkrystaller med velutviklede flater. Oxaal (1910, s. 14) skriver også om den lyse granodioritten: «... og endelig er den paa sine steder i Stenfjeld av en ren pegmatitisk struktur...»

Tekstur i mørkt bånd: Kornene er jevnt fordelt. Biotittkornene viser en middels parallellorientering.

Plagioklas. Slik som nevnt under beskrivelsen av biotittgneisen, er kornene omgitt av en rand med surere materiale. Plagioklasen er av og til gjennomvevet av årer eller er nesten helt oppspist av kalifeltspat.

Den har inneslutninger av biotitt og runde kvartskorn. Den er en del sericittisert, tildels sterkt.

Biotitt har inneslutninger av zirkon (dråper opptil 0,02 mm lange), med sterk pleokroitisk halo. En del korn er klorittisert.

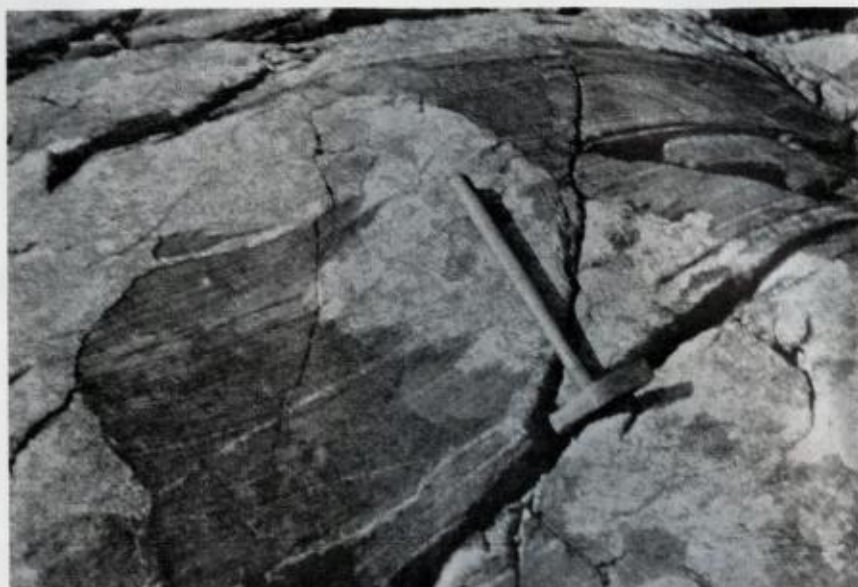


Fig. 3. Glimmergneis, injisert av granodiorittisk materiale. Fra Steinfjellsakslen.

Mica gneiss, injected by granodioritic material. From Steinfjellsakslen.

Epidot har ofte rødbrun eller sterkt gul orthittkjerne. Inneslutninger av biotitt, kloritt, erts og apatitt.

Kloritt har inneslutninger med zirkon og pleokroitisk halo.

Tekstur i lyst bånd: Retningsles, forholdsvis jevn fordeling av plagioklaskornene som er de største, mens de andre mineraler fyller mellomrommene blant disse.

Kvarts. De største kornene som ofte er sterkt undulerende, opptrer i aggregater. De minste opptrer i aggregater sammen med muskovitt.

Plagioklas viser ofte en undulerende og ujevn sonar utslukning. Har inneslutninger av kvarts og muskovitt. Er delvis sericittisert.

Muskovitt opptrer i aggregater bestående av flak. En del av kornene er bøyet og viser undulerende utslukning. Er for en stor del symplektitisk sammenvokst med kvarts.

Biotitt er delvis klorittisert.

Zirkon opptrer i dråper og uregelmessige korn.

Strand (Foslie & Strand 1956) beskriver tydelig skifrige gneisstruerte granittiske (mikroklinrike) gneiser som forekommer sammen med glimmergneisene, dels som tallrike slirer og linser i disse, dels i store og

vel avgrensede partier. Han forteller også at de er orientert etter foldningsstrukturene i den omgivende glimmergneis, og at de må enten være blitt foldet under eller etter sin dannelse, eller de må ha føyet seg inn etter foldningsstrukturen, som allerede var til stede i glimmergneisene. Videre beskriver han at glimmergneisen, ved grensen til den lyse aplittiske granitten, er rikelig gjennomsett av ganger fra denne. Disse hvite ganger gjennomsetter også de gneis-granittiske slirer i glimmergneisen. Her må forøvrig nevnes at bergarten som han har omtalt som lys aplittisk granitt heller bør kalles lys granodioritt, hvilket også Strand (Foslie & Strand 1956) har gjort under den petrografiske beskrivelse av de kjemisk analyserte bergarter. Jeg har derfor benyttet den betegnelsen på denne bergarten.

Etter min mening har de granodiorittiske slirer og linser i den foldete gneisen en nær sammenheng med den lyse granodioritten. I det tidligere beskrevne lyse bånd (se tabell IV), mangler mikroklin, men bortsett fra dette, er det en sterk likhet i slip, mellom de lyse bånd og den lyse granodioritten. Man finner f. eks. samme symplektitiske muskovitt, og biotitten har ikke zirkoninneslutninger med pleokroitisk halo. Her kan også nevnes at mikroklininnholdet i den lyse granodioritten varierer sterkt.

Glimmergneisen er blitt foldet. Før eller under foldningen har det vært intrusjon av granodiorittisk materiale, som gjennomsetter både glimmergneis og tidligere intrudert granodioritt. Oxaal (1919, s. 31 f) beskriver lignende forhold fra Nordland, han sier blant annet: «Mange steder kan man fremdeles se den direkte forbindelse mellom granitmassen i de gjennemsættende gange og graniten som har trængt frem langs lagflaterne i skifrene. Dette forhold viser tydelig at bergarten virkelig er en injeksjonsgneis.» (Strand 1960, s. 248.)

2. *Granatglimmerskifer*

I enkelte soner i glimmergneisen, som kan være opptil 200 m brede, finner man granatførende glimmerskifre.

Disse sonene følger sidebergartenes strøkretning.

Prosentmengden av granat kan variere mellom 3 og 13. Granatenes kornstørrelse er vanligvis mellom 2 og 5 mm og kan gå opp til 12 mm.

Granatglimmerskifrene skiller seg fra glimmergneisene ved å ha omkring dobbelt så høyt innhold av kvarts, et betydelig lavere innhold av plagioklas og et noe lavere totalinnhold av glimmer.

a. Granatbiotittskifer

Granatbiotittskifer finnes i en sone som strekker seg diagonalt over kartbladets sentrale del, langs østsiden av Namsen.

Mineralsammensetning:

Granat, kvarts, plagioklas An_{38} - An_{39} , biotitt, muskovitt.

Aksessoriske: Epidot, kloritt, apatitt, turmalin, rutil (gyllenbrun), zirkon, erts, sericitt.

Tabell V.

	Nr. 1008 2° 33' $\frac{1}{4}$ 65° 0' $\frac{1}{2}$	Nr. 1009 2° 37' $\frac{1}{2}$ 65° 3' $\frac{2}{3}$	Nr. 971 2° 36' 65° 2' $\frac{2}{3}$
Kvarts	44	59	57
Plagioklas	8	9	8
Biotitt	20	20	23
Muskovitt	13	4	8
Granat	13	6	2
Andre min.	2	2	2

Granatbiotittskiferen er en finkornet, grå bergart, kornstørrelsen er 0,2-1 mm, kvartskornene kan være opptil 2 mm store. Den fører granatporfyroblaster som har en kornstørrelse på 2-5 mm. Den er delvis båndet med dårlig utviklet skifrihet.

Granat. I slip kan man se at granatkornene er en del rotert, inneslutninger er kvarts, biotitt og kloritt.

Kvarts. De største finnes som oftest i opptil 5 mm brede striper, som går parallelt med lagningen.

Plagioklasen er av og til en del sericittisert. Innesluttet finnes kvarts og glimmer.

Biotitt har hyppig runde zirkoninneslutninger med meget sterk pleokroitisk halo. Biotitten er en del klorittisert.

Muskovitt er ofte sammenvokset med biotitt, har et noe grumset utseende.

b. Granatmuskovittskifer.

En del av granatglimmerskifrene har muskovitt som det dominerende glimmermineral, disse har derfor ofte en noe lysere farge enn den tidligere beskrevne type. I forekomst og strukturell henseende skiller de seg ikke

fra de andre, men mineralsammensetningen kan variere en del. Jeg har derfor valgt å beskrive et slip som eksempel på denne type av granatglimmerskifer.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{24} , muskovitt, granat, biotitt, staurolitt (+) stor 2V pleokroisme, $X \approx Y$ fargeløs, Z blek gul, høyt relieff.

Aksessoriske: kloritt og erts.

Tabell VI.

	Nr. 1009 2° 36' ½ 65° 1'
Kvarts	60
Plagioklas	6
Biotitt	2
Muskovitt	18
Granat	11
Staurolitt	1
Andre min.	2

Granatmuskovittskiferen er en lys grå, finkornet bergart. Kornstørrelsen er opptil 0,5 mm, bortsett fra granatporfyroblastene som kan være opptil 2,5 mm og enkelte muskovittflak som kan være opptil 8 mm. Bergarten er lagdelt med veksling av kvarts og glimmerrike bånd (2-7 mm brede).

Plagioklas er ufrisk, delvis sericittisert, og noe oppsprukket. Muskovitt og erts finnes innesluttet.

Biotitt opptrer i spredte korn.

Muskovitt forekommer i større flak, den er noe uren.

Granat opptrer enten i linseformete aggregater, sammen med kvarts og plagioklas, eller i spredte korn. Enkelte korn har tallrike inneslutninger av muskovitt, de større korn også av kvarts.

Staurolitten opptrer i kortprismatiske, spredte korn. Kvarts finnes innesluttet.

Kloritten er sekundær.

Bergartenes opptreden, tekstur og sammensetning viser at det er opprinnelig sedimentære bergarter, som står i nær sammenheng med glimmergneisene.

Som tidligere nevnt, ligger mengden av kvarts langt over biotittgneisenes. Mengden av feltspat er derimot meget lav, foruten at det samlede innhold av glimmer også er noe lavere enn det man finner hos biotittgneisene. Dette skulle da antagelig bety at det opprinnelige sediment var et kvartsrikt leirsediment. På grunn av at det opprinnelige kaliuminnhold var for lavt, gikk en del av Fe, Mg og Al med til dannelsen av granat istedenfor biotitt under metamorfosen. Oppkomsten av granat er således begrunnet i den opprinnelige sammensetning.

Foslie (1949) sier også i sitt arbeid fra Håfjellsmulden i Ofoten at den båndvise vekslings mellom skifre med og uten granat ikke har noe med metamorfosegraden å gjøre, men henger sammen med variasjoner i den kjemiske sammensetning.

I granatmuskovittskiferen som er spesielt Al-rik finner man staurolitt. Vanligvis er staurolittførende bergarter Al-rike, men staurolitt kan også under gunstige betingelser dannes i bergarter hvor Al-innholdet ikke er særlig høyt (Deer, Howie, Zussman, 1962, s. 158). D., H. og Z. sier videre at den sjeldnere utvikling av staurolitt sammenlignet med granat, biotitt og kyanitt kan være et resultat av dens mere begrensede temperaturtrykk område.

Når granat og biotitt er mere utbredt enn staurolitt, kan det skyldes disse mineralers større variasjon i sammensetning, men det er likevel en mulighet for at dannelsen av granatmuskovittskiferen kan ha foregått under forholdsvis begrensede temperaturtrykk forhold.

Glimmergneisenes og granatglimmerskifrenes dannelselse.

Betrakter man glimmergneisene og granatglimmerskifrene under ett, er det mest nærliggende at de tolkes som geosynklinale sedimenter, som har vært utsatt for en høy regional metamorfose.

Det karakteristiske for dem er den sterkt varierte kjemiske sammensetning, som sannsynligvis har sin opprinnelse i variasjonen av materialet under sedimentasjonen.

Glimmergneisenes innhold av natrium er imidlertid høyere enn hva man kunne vente å finne i sedimenter, hvor forvitringen har hatt et normalt forløp.

En mulig forklaring er da den som Vogt (1927) fremsatte, nemlig at

sedimentene i den vestligste del av Nord Skandinavia opprinnelig var ufullstendig forvitret materiale, som hadde blitt hurtig sedimentert.

En annen mulighet er at det også har foregått metasomatiske forandringer under metamorfosen.

En statistisk undersøkelse av Lapadu-Hargues (1945) indikerer at hos pelittiske skifre er det en korrelasjon mellom metamorfosegrad og kjemisk sammensetning, idet bergarter som har høyere metamorfosegrad oftere har høyt Na- og Ca-innhold enn de av lavere grad. Dette synes også å være tilfelle i de kaledonske sedimentære skifre (Strand, 1960, s. 179). Det er derfor mulig at det har foregått en feltspatisering under metamorfosen.

3. *Marmor.*

Meget vanlig i området er krystallinske karbonatbergarter. De forekommer i glimmergneis og amfibolitt. En mindre sone er også påvist i granodiorittisk gneis.

De mindre sonene som bare har en mektighet på 1–0,5 m, er vanligvis lite utholdende. De større sonene som er avmerket på kartet, kan ha mektigheter på 100–300 m. Disse er meget utholdende og kan følges over flere km. I områdene nord og syd for mitt eget, er de samme sonene også kartlagt over lange strekninger. De største sonene er imidlertid ikke homogene men veksler med lag av glimmergneis og kvartsitt. Bredden på disse lagene kan variere mellom 1 cm–2 m. Innesluttet finnes også amfibolittiske lag og linser av varierende størrelse. Vanligvis er de bare et par meter lange og ca. 0,5 m brede.

Marmorene har en strøkretning som faller sammen med sidebergartene. Bergarten er vanligvis massiv og består av temmelig ren karbonat. Kornstørrelsen er 0,2–2 mm, men på sine steder er også kornene ca. 5 mm store. Karbonatkornene er vanligvis granulære. Tydelige polysyntetiske tvillinglameller og spalteriss er utviklet. Den hvite bergarten er ofte sortprikket av grafittkorn, disse er opptil 1 mm store. Andre mineraler som kan opptre, er kvarts, hornblende, muskovitt, apatitt, zirkon og tremolitt.

Bergarten har vært benyttet som fyllingsmateriale til jernbanen. Den brukes og en del som bygningssten.

Bergarten er et opprinnelig sediment, som er blitt omkrystallisert under regional metamorfose. Karbonatet er kalkspat, mens dolomitt er sjeldent eller forekommer ikke i det hele tatt. Det samme er tilfelle i området nord for mitt eget (Gustavson & Grønhaug 1960).

4. *Granodiorittisk gneis.*

Granodiorittisk gneis har sin største utbredelse i den nordlige del av Mellingsfjellet og vestsiden av Majavann, hvor den fortsetter videre nordover. I områdets sydligste og østligste deler finnes også granodiorittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_7 - An_{18} , mikroklin, biotitt.

Aksessorisk: kloritt, muskovitt, epidot, apatitt, titanitt, zirkon, orthitt, granat og erts.

Tabell VII.

	Nr. 770 2° 34' ½ 65° 8' ½	Nr. 739 2° 37' ½ 65° 0' 7/8
Kvarts	35	33
Plagioklas	43	36
Mikroklin	15	22
Biotitt	6	3
Muskovitt	x	3
Epidot	x	2
Andre min.	1	1

x betegner meget små mengder.

Den granodiorittiske gneisen i Mellingsfjellet er vanligvis en lys grå, finkornet bergart, kornstørrelsen er 0,2–1 mm. De mørke mineralene er mindre enn 0,5 mm. I de sentrale deler av granodiorittområdet har bergarten en jevn fordeling av kornene, men de mørke mineralene viser alltid ens orientering. Utover mot sidebergartene får bergarten en mere båndet karakter, med veksling av glimmerrike og glimmerfattige bånd. Bredden på disse kan variere fra noen mm–10 cm. Båndingen kan være meget markert, som vist på fig. 4, eller mere utvisket som på fig. 5.

Parallelt lagningen kan opptre striper, opptil 2 cm brede med grovere kvarts. Man kan også finne drusesprekker opptil 3 mm brede, som skjærer lagningen. Disse er fylt med velutviklede kvartskrystaller.

I bergarten finnes som i glimmergneisen, opptil 1 m² store inneslutninger med grovere kvarts og feltspat. I nordøst ved stranden av Majavann er påvist en mindre kalksone (1 m bred). Flere steder er også påvist inneslutninger av amfibolitt, de vil bli omtalt senere.



Fig. 4. Båndet lys granodiorittisk gneiss fra vestsiden av Mellingsfjellet.

Banded light granodioritic gneiss from the west side of Mellingsfjellet.

Kvarts viser undulerende utslukning. Kvartsen kan ha tallrike små inneslutninger som i mikroskopet gir den et prikket utseende.

Plagioklas kan være noe sericittisert. På grensen mot mikroklin opptrer myrmekitt. Innesluttet finnes runde kvartskorn, mikroklin og glimmer.

Mikroklin er frisk. Innesluttet finnes runde kvartskorn og rester av plagioklas.

Biotitt. Innesluttet finnes små avrundete zirkonkorn og runde orthittkorn. Videre finnes enda mindre korn som ikke er identifisert, men det er sannsynligvis zirkon. Alle disse inneslutningene har sterk pleokroitisk halo. Epidot finnes også innesluttet.

Epidot. Gul orthittkjerne finnes ofte innesluttet i epidot.

I nordvest ved stranden av Majavann viser gneisen et noe avvikende utseende fra hva som tidligere er beskrevet. Fargen er blek rød. I slip sees bare enkelte biotittkorn, disse er en del klorittisert.

De mørke mineralene består for det meste av uregelmessige klorittkorn. Plagioklasen er sterkt sericittisert. For øvrig er mineralsammensetning og tekstur som tidligere beskrevet.

I områdets sydligste del har gneisen en tydelig parallellorientering av



Fig. 5. Båndet granodiorittisk gneis, sydøst for hgd. 474.

Banded granodioritic gneiss, southeast of top 474.

de mørke mineralene. Den har samme strøk og fall som sidebergartene. I vest grenser den til glimmergneis og marmor, i øst går den over i porfyrgranittisk gneis. Mens den parallelstruerte gneisen er finkornet, er den porfyrgranittiske grovere med opptil 3 mm store korn. Den går raskt over i sidebergartene, men med utydelig grense.

I områdets østligste del har gneisene varierende kornstørrelse og tekstur. Her finnes også porfyrgranittiske gneiser. Grenseforholdene er her noe uklare på grunn av overdekningen.

Dannelsen av granodiorittisk gneis.

Rekstad (1924) hevdet en eruptiv opprinnelse for den granodiorittiske gneisen. Imidlertid synes slike bergarter i Nordland, med mere eller mindre tydelige gneisstrukturer, ofte på grunn av deres feltforhold å være transformasjonsprodukter av sedimenter, heller enn magmatiske bergarter (Strand 1960) (Skjeseth & Sørensen 1953).

Lien (1956) i sin beskrivelse av Svenningsdalsgranitten, som i sin forekomst og mineralogiske sammensetning er lik den granodiorittiske

gneis, kom til en sedimentær opprinnelse. Han mente at bergarten måtte være omdannet ved metasomatiske prosesser.

Gustavson & Grønhaug (1960) som har beskrevet de granodiorittiske gneisene i traktene nord for mitt eget område, mente at disse bergartene måtte ha en sedimentær opprinnelse.

Gneisene i områdets sydligste og østligste deler er tidligere beskrevet av Strand (Foslie & Strand 1956) i de tilgrensende strøk. Han hevder også den samme opprinnelse.

Følgende kriterier gjør at en sedimentær opprinnelse lyder mest sannsynlig. De tilgrensende glimmergneiser har uforstyrret strøkretning. I traktene nord for området er bergarten veksellagret med marmorsoner. Som tidligere nevnt har jeg bare funnet en marmorsoner i granodiorittisk gneis. (Se s. 122.)

Bergarten har også et høyt innhold av kvarts.

Forekomsten av resorberte plagioklaskorn i kalifeltspat og den hyppige opptreden av myrmekitt i plagioklasen i kontakt med kalifeltspat tyder på at det har foregått en kalimetasomatose. (Drescher-Kaden 1948).

Hva det opprinnelige materiale har bestått av kan man imidlertid ikke si noe om.

5. *Amfibolitt.*

Amfibolittene er bergarter hvor summen av plagioklas og hornblende vanligvis er over 50 %, i et tilfelle er den imidlertid bare 38 %. Jeg har likevel funnet det riktig også å ta med denne bergarten her, da den viser et tydelig slektskap med de øvrige.

Foruten plagioklas og hornblende er alltid biotitt, epidot, titanitt og apatitt til stede. Kvarts finnes vanligvis i varierende mengde.

Amfibolittene opptre for det meste i glimmergneis, men finnes også i granodiorittisk gneis.

I områdets nordvestligste del har de en mere sammenhengende utbredelse, men for det meste opptre de enten som avlange linser på bare noen meters størrelse, eller de har en båndet veksling med glimmergneis eller granodiorittisk gneis.

Mektigheten av de amfibolittiske båndene er vanligvis ikke stor, den varierer fra noen mm til et par meter. På grunn av overdekningen kan båndene bare følges ca. 100 m.

Amfibolittene har en strøkretning som faller sammen med de omkringliggende bergartenes.

Amfibolittene er vanligvis finkornete, av og til er de middelskornete. Hornblendekornene har alltid en mere eller mindre tydelig parallellorientering, dette sees imidlertid best i slip. Dette sammen med parallellorienteringen av biotittkornene gir bergartene en svakt utviklet skifrihet.

a. Granatamfibolitt.

I Smalfjellet, langs ryggen og i vestskråningen er funnet amfibolitt som fører en god del granat.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas $An_{39}-An_{46}$, biotitt, hornblende (\div) $Z/c = 19^{\circ}-21^{\circ}$, kloritt (+), granat, kalkspat, klinozoisitt.

Aksessoriske: Apatitt, zirkon, muskovitt, titanitt, rutil, erts.

Tabell VIII.

	Nr. 925 $2^{\circ} 41' \frac{1}{4}$ $65^{\circ} 7' \frac{7}{8}$	Nr. 1053 $2^{\circ} 43' \frac{1}{2}$ $65^{\circ} 8' \frac{4}{5}$
Kvarts	9	13
Plagioklas	15	11
Biotitt	6	15
Hornblende	23	42
Kloritt	17	1
Granat	12	5
Kalkspat	9	9
Klinozoisitt	6	1
Andre min.	3	3

Granatamfibolitten er en finkornet grågrønn bergart. Kornstørrelsen er 1-0,2 mm. Granatporfyroblastene er opptil 5 mm store. Biotitt og hornblende er svakt parallellorientert. Kornene i bergarten har en forholdsvis jevn fordeling, men med antydning til foliasjon, denne sees best i slip. Som i glimmergneis, så har bergarten striper av kvarts, parallell foliasjonen, disse er 1 cm-3 mm brede. Granatamfibolitten er vekselagret med marmorsoner og glimmergneis.

Kvarts opptrer foruten i striper også i linseformede aggregater opptil 5 mm lange og 2,5 mm brede.

Plagioklas viser ofte en ujevn, sonar utslukning. Som omtalt under biotittgneisen er også plagioklasen her gjennomslutt av årer med surere

plagioklas. Innesluttet finnes biotitt, klinozoisit, hornblende, granat og rutil.

Biotitt har inneslutninger av zirkon, klinozoisit og erts.

Hornblende er ofte utviklet som poikiloblastiske korn, med inneslutninger av; biotitt, kvarts, kalkspat, klinozoisitt med pleokroitisk halo, og erts.

Granat er vanligvis utviklet som poikiloblastiske korn spekket med: klinozoisitt, kloritt, kalkspat, erts, biotitt, plagioklas, muskovitt, rutil og hornblende. Granat viser også helicitisk tekstur med rader av klinozoisittkorn og hornblende, som er orientert på tvers av skifriheten. De øvrige mineralene er avbøyet rundt granatkornene.

Granatamfibolitten kan tolkes som et kalkrikt sediment. Veksellagret med denne bergarten finnes nemlig sikre metamorfe sedimenter som glimmergneis og marmor. Den har videre et forholdsvis høyt innhold av kvarts og kalkspat. Disse mineralene kan imidlertid være tilført senere.

Gustavson og Grønhaug (1960) har også antatt en sedimentær opprinnelse av de amfibolittiske bånd i Sløskarmarmoren, som ligger like nord for Smalfjellet.

Den helicitiske tekstur i granatene viser at granatene er syn- eller pretektoniske, d.v.s. dannet under eller før de siste bevegelsene.

b. Amfibolitt i de nordvestligste strøk.

I områdets nordvestligste del er avmerket på kartet et sammenhengende areal med amfibolitt. På den ene siden grenser det til glimmergneis, mens det på den andre grenser til granodiorittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{20} , hornblende (\div) $Z/c = 24^\circ$.

Aksessoriske: Titanitt, biotitt, granat, apatitt, epidot, erts, svovelkis, mikroklin og pyroxen.

Amfibolitten er en sort, eller grønsort bergart. Den er finkornet med kornstørrelse 0,5–1 mm. Bergarten er alltid mere eller mindre båndet med veksling av lyse og mørke bånd. Båndenes bredde kan variere fra noen mm til flere cm. Vanligvis er det imidlertid det mørke materiale som er dominerende. Ved grensen til den granodiorittiske gneisen finner man mellom flere meter mektige lag av granodiorittisk gneis, opptil 30 cm tykke lag av sterkt båndet amfibolitt. Bergarten viser i slip i de mørke båndene en nematoblastisk tekstur, mens i de lyse er tekturen granulær.

De lyse båndene består av plagioklas og kvarts foruten spredte biotittkorn, hornblende og mikroklin. I de mørke utgjøres hovedmineralene av hornblende og plagioklas, foruten de aksessoriske minus biotitt.

Hornblende. Innesluttet finnes plagioklas, runde kvartskorn, titanitt med svak pleokroitisk hale.

Plagioklas. Innesluttet finnes runde kvartskorn.

Titanitt opptrer i små dråpeformete eller større uregelmessige korn. De større kornene har sort-gyllenbrune inneslutninger av sannsynligvis rutil.

Mikroklin finnes som spredte korn. Grensen mot plagioklas er av og til suturert, og man finner små rester av plagioklas i mikroklin.

c. Båndet amfibolittisk gneis.

Ved riksveien nordøst for Mellingsåsen finnes foruten glimmergneis av vekslende kornstørrelse og sammensetning, også fine blotninger med båndet amfibolittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{28} , biotitt, hornblende (\div) $Z/c = 27^\circ 2' V$ er stor, pyroxen (+) $Z/c = 31^\circ 2' V$ er ca. 50° , epidot (\div) $Z/a = 28^\circ$, kloritt.

Aksessoriske: Titanitt, apatitt, zirkon, mikroklin, erts, svovelkis og granat. De to siste mineralene er påvist i binokular, men de fantes ikke i slip.

Tabell IX.

	Nr. 743 2° 35' 65° 4' ½
Kvarts	21
Plagioklas	38
Biotitt	4
Hornblende	24
Pyroxen	8
Epidot	1
Kloritt	2
Andre min.	2

Bergarten er tydelig båndet med veksling av mørkegrønne og lyse bånd. De lyse båndene er fra noen mm til flere cm brede. De mørke veksler fra noen mm til flere meter. Innesluttet finnes ofte plagioklasrike linser, opptil 30 cm lange. Bergarten er finkornet med kornstørrelse 0,3–1,5 mm.

Biotittkornene viser en tydelig parallellorientering, mens det ikke er så utpreget hos hornblendekornene.

Plagioklas. Kornene er ofte en del sericittisert, delvis langs tvillinglamellene. Enkelte korn viser tydelig sonar utslukning. Innesluttet finnes små runde kvartskorn, biotitt, epidot og mikroklinkorn.

Biotitt. Innesluttet finnes zirkon med sterk pleokroitisk halo. Biotitten er delvis klorittisert.

Hornblende. Innesluttet finnes kvarts, plagioklas, epidot og titanitt.

Titanitt. Opptrer i mindre dråpeformete og større uregelmessige korn.

Amfibolitten i de nordvestligste strøk og den båndete amfibolittiske gneisen viser stor likhet både i opptrøden og mineralogisk sammensetning.

Det foreligger bl. a. disse tre muligheter for deres opprinnelse. De kan være:

1. Eruptiver.
2. Tuffer.
3. Sedimenter.

I det første tilfelle må de være intrudert som lagerganger i de opprinnelige sedimenter. Man har ingen bevis for at de er intrusive, siden det ikke er iaktatt noe sted at de bryter gjennom sidebergarten. Imidlertid, den båndete struktur med bånd ned til noen mm tykkelse, forklares lettest ved at det opprinnelige materiale var tuffer eller sedimenter.

Av disse to mulighetene er den siste mest sannsynlig siden kvartsinnholdet i bergarten er så høyt.

Sammensetningen av amfibolitten er forenlig med en dannelse fra opprinnelig kalkrike sedimenter, f. eks. mergel.

d. Amfibolitt innesluttet i granodiorittisk gneis.

I området nordvestligste del finnes av og til mindre inneslutninger av amfibolitt i den granodiorittiske gneisen.

Mineralsammensetning:

Hornblende (\div) $Z/c = 23^\circ$, pyroxen (+) $Z/c = 48^\circ$ farveløs, plagioklas An_{30} .

Aksessoriske: Epidot, titanitt, biotitt og apatitt.

Amfibolitten er en mørk grågrønn, finkornet bergart. Kornstørrelsen er 0,2 til 0,5 mm. Plagioklaskornene kan opptre i linseformete aggregater. Bergarten er vanligvis massiv, men kan også vise antydning til bånding.

Som omtalt s. 127 finner man langs vestgrensen av den granodiorittiske gneisen, lag med sterkt båndet amfibolitt vekslende med den granodiorittiske gneisen. Den her beskrevne bergarten opptrer imidlertid i linseformete legemer, de kan være opptil 7 m lange og 5 m brede. Deres lengste utstrekning er langs den granodiorittiske gneisens strøkretning. Teksturen er granoblastisk. Hovedmengden av mineralene består av hornblende og plagioklas. Pyroxen er det mindre av.

Hornblende. Innesluttet finnes plagioklas og kantede pyroxenkorn.

Plagioklas. En del korn viser tydelig sonar utslukning. De har en ujevn rand med surere plagioklas. Noen korn har inneslutninger av hornblende og pyroxen. En del korn er sterkt sericittisert.

Pyroxen. Finnes som spredte korn.

Epidot. Opptrer i gitteraktige aggregater, bestående av uregelmessige korn, som fyller mellomrommene mellom de andre mineralene. Kornene innen hvert aggregat slukker ut nesten samtidig.

Gustavson & Grønhaug (1960) har beskrevet lignende amfibolittiske linser i den granodiorittiske gneisen. De har også iaktatt at disse basiske partiene har hatt en større lengdeutstrekning, idet flere linser ligger på rad etter hverandre, og da tydeligvis representerer avslitte ganger eller lag. Linsene er i slike tilfelle oftest skarpkantet og oppsprukket i endene, mens kvartsfeltspatmateriale fyller sprekkene og mellomrommene.

Bergartens ofte massive utseende og den totale mangel på kvarts, kunne tyde på en magmatisk opprinnelse. Noe sikkert kan man imidlertid ikke si, fordi man ikke finner gjennomsettende ganger i den granodiorittiske gneisen.

e. Amfibolitt i de østligste strøk.

I områdets østligste del, ved Namsen og østskråningen av Smalfjellet finnes en del blotninger av amfibolitt. Foruten at den opptrer i glimmergneis, finnes den også ved grensen mellom glimmergneisen og den lyse granodioritten i den østlige del av Steinfjellet. Lengst i nord, øst for hgd. 621, er den vestligste grensen for et bredt drag med amfibolitt som fortsetter ut av området i nord-nordøstlig retning.

Mineralsammensetning:

Plagioklas $An_{31}-An_{35}$, hornblende (\div) $Z/c = 22^{\circ}-25^{\circ}$, biotitt, epidot (\div), titanitt aksedispsjon $r > v$.

Aksessoriske: Kloritt, kvarts, apatitt, zirkon, rutil, erts og leukoxen.

Amfibolitten er en mørk, grågrønn, grov til middelskornet bergart,

kornstørrelsen varierer fra 0,1–5 mm. De største kornene utgjøres av plagioklas og hornblende. Biotitt og tildels hornblende er parallellorientert, dette sees imidlertid best i slip. Bergarten er vanligvis jevnt mørk, men den kan også være båndet, med vekslning av lyse plagioklasrike og mørke hornblenderike bånd. Båndenes bredde er fra noen mm til noen cm. De båndete lagene kan også være en del foldet.

Bergarten utgjør et areal av noen hundre meters utstrekning ved grensen til den lyse granodioritten i den østlige del av Steinfjellakslen. Videre finnes den som konforme lag i glimmergneisen, disse har bare et par meters mektighet. Bergarten viser liten mineralogisk variasjon på tvers av strøkretningen. Ganger som setter gjennom glimmergneisen er ikke funnet.

Når man nærmer seg grensen til den lyse granodioritten, finner man uregelmessige ganger av denne i amfibolitten. Kommer man videre over i granodioritten, finner man inneslutninger av amfibolitt i granodioritten. Amfibolitten i inneslutningene er lys grønn og massiv. I inneslutningene er plagioklasen sterkt sericittisert og saurittisert, videre finner man her et høyt innhold av kloritt.

Hornblende. Innesluttet finnes runde kvartskorn, plagioklas, titanitt med svak pleokroitisk halo. Av og til også zirkon med sterk pleokroitisk halo.

Plagioklas. Kornene viser ofte en tydelig undulerende utslukning. En del av plagioklasen er sericittisert. Korngrensene mellom plagioklasen er hyppig suturert. Innesluttet finnes biotitt, epidot, titanitt og hornblende.

Biotitt. Kan være symplektitisk sammenvokset med surere plagioklas. Innesluttet finnes zirkon med sterk pleokroitisk halo, foruten apatitt.

Titanitt. Opptrer i små dråper og større uregelmessige korn. Innesluttet i de større kornene finnes plagioklas, hornblende, biotitt og erts.

Epidot. Innesluttet finnes biotitt og erts.

Det som skiller denne amfibolitten fra de fleste andre amfibolittene i området er at den er meget fattig på kvarts, kvarts forekommer bare som aksessorisk mineral. Videre er den mere grovkornet enn de øvrige amfibolittene. Den viser liten mineralogisk variasjon på tvers av strøkretningen. Dette kunne tyde på en eruptiv opprinnelse, men noe sikkert kan man ikke si, siden det ikke finnes gjennomsettende ganger i glimmergneisen.

Etter metamorfosen ble amfibolitten intrudert av granodiorittisk materiale. Rester av amfibolitt ble innesluttet i granodioritten etter intrusjonen.

Amfibolittenes dannelse.

Tidligere arbeider i tilgrensende strøk: Oxaal (1910) omtaler linseformete inneslutninger i gneisen i Steinfjellet, bestående av en tung mørk hornblenderik bergart. Rekstad (1924) sier at amfibolittene ved sin sterkt pressete struktur og ved sin stripeformete utstrekning i strøkets retning, må være trengt frem under fjellkjedens dannelse. Strand (Foslie & Strand 1956), i beskrivelsen av de høymetamorfe bergartene, regner amfibolittene med blant de eruptive bergartene. De her nevnte forfatterne har imidlertid kun gitt amfibolittene en kort omtale.

Lien (1956) gir en lengere beskrivelse av amfibolittene. Han hevder at de har en sedimentær opprinnelse, siden de hyppig forekommer som linser og lag sammen med marmorert.

Gustavson & Grønhaug (1960) beskriver også inngående amfibolittene. De kommer til at noen er eruptive, mens andre er av sedimentær opprinnelse.

De forskjellige typene av amfibolitt har tydeligvis gjennomgått en fullstendig omkrystallisasjon under den regionale metamorfose.

Det er heller ikke meget som skiller hornblenden i de forskjellige amfibolittene (Gustavson & Grønhaug 1960).

For ytterligere å få belyst problemet med amfibolittenes opprinnelse, er det blitt foretatt spektrografisk undersøkelse av amfibolittenes innhold av Ni. Alle undersøkelser er blitt utført ved Institutt for geologi på Blindern, og prof. Oftedal har tydet diagrammene.

Tabell X.

	Spor av Ni (p.p.m.) i amfibolitt	Ni
Prøve nr.	1053 ($2^{\circ} 43' \frac{1}{2}$, $65^{\circ} 8' \frac{2}{3}$)	< 10
• •	767 ($2^{\circ} 32' \frac{1}{2}$, $65^{\circ} 8' \frac{1}{3}$)	< 10
• •	743 ($2^{\circ} 34' \frac{2}{3}$, $65^{\circ} 4' \frac{1}{2}$)	< 10
• •	947 ($2^{\circ} 33' \frac{1}{4}$, $65^{\circ} 7' \frac{2}{3}$)	< 10
• •	959 ($2^{\circ} 41' \frac{1}{3}$, $65^{\circ} 4' \frac{3}{4}$)	~ 100
• •	939 ($2^{\circ} 32' \frac{1}{4}$, $65^{\circ} 9' \frac{1}{6}$)	> 100

Prøve nr. 939 som er fra en amfibolittisk linse i den granodiorittiske gneisen i områdets nordlige del, og nr. 959 som er fra områdets østligste deler, har begge et høyere innhold av Ni enn de andre. Nr. 1053 er en granatamfibolitt, mens nr. 767 og 743 er båndete amfibolitter fra den nordvestligste og sentrale del av området. Nr. 947 er sterkt foliert amfibolitt vekslende med granodiorittisk gneis ved grensen til amfibolittene i de nordvestligste strøk.

Walker et al (1960) viste at sedimentære amfibolitter hadde et lavt innhold av Ni. Av de amfibolitter Heier (1962) har undersøkt, så har de amfibolitter han mener er av sedimentær opprinnelse maksimalt et innhold på 76 p.p.m. Ni.

Dette skulle da tyde på at prøve nr. 1053, 767, 743 og 947 er av sedimentær opprinnelse. Dette stemmer med hva jeg tidligere har kommet til for disse bergartene. Konklusjonen må derfor bli at granatamfibolittene og amfibolittene fra de sentrale og nordvestligste strøk av området opprinnelig har bestått av et kalkblandet sediment.

Den båndete struktur har sin opprinnelse i en primær bånding, den kan imidlertid være blitt ytterligere aksentuert under metamorfosen.

Amfibolittene som er undersøkt av Heier (1962) og som har et høyt innhold av Ni (den laveste verdi er 135 p.p.m.) mener han har en mere usikker opprinnelse, det synes som om de enten er magmatiske, eller har vært utsatt for en meget sterk metasomatose.

På grunnlag av Ni-innholdet kan man derfor ikke si noe om opprinnelsen til de amfibolittiske linsene i den granodiorittiske gneisen og amfibolittene i de østligste deler av området. Men etter hva jeg tidligere har kommet til, så er de sannsynligvis av magmatisk opprinnelse.

6. Tremolittsten.

I områdets sentrale del er funnet et par tremolittrike linser i granatglimmerskifer.

Mineralsammensetning:

Tremolitt (\div) farveløs 2 V er nær 90° svak dispersjon $r > v$ $Z/c = 17^\circ$ interferensfarger grønn av 3. orden, biotitt pleokroisme X fargeløs Y = Z lys brun, sannsynligvis er det en Mg-rik biotitt, erts.

Bergarten er lys gulhvitt eller lys grønn.

Den består av praktisk talt bare tremolitt, som opptrer i fibrose bunter. Fibrene kan være opptil 2 cm lange.

Tremolittstenen opptrer i linser. Den største var 10 m lang og 4 m bred. Sidebergarten er granatglimmerskifer og marmor.

At bergarten opptrer sammen med marmor kunne tyde på at den opprinnelig har vært et sediment. Ved metamorfose av et magnesiumrikt karbonat ville man få en slik bergart.

7. Olivinsten.

Ved stranden av Majavann, nord for Mellingsfjellet, finnes i granodiorittisk gneis en mindre blotning av olivinsten.

Mineralsammensetning:

Olivin (\div) 2 V er nær 90°, d.v.s. en Mg-rik olivin, fargeløs, spalteriss er av og til utviklet, høyeste interferensfarge, gulgrønn av 2. orden; amfibol (\div) 2 V er stor $Z/c = 21^\circ$, fargeløs, spalterissene er tydelige, høyeste interferensfarge, blått av 2. orden; serpentin er gulgrønn eller lys grå farget, middels relieff, optisk karakter kunne ikke påvises, da aksebildene var så utydelige; chrysotil γ (+) 2 V er enten liten eller mineralet er enakset, fargeløs, høyeste interferensfarge gult av 1. orden; kloritt (+); magnetitt, kalkspat, iddingsitt.

Olivinstenen er en massiv bergart. Fargen er grønn-sort. Den forvitrete overflate er gulbrun. Bergarten er gjennomslutt av sprekker. Amfibolkornene kan være opptil 6 mm lange og 3 mm brede. Kornstørrelsen er ellers 0,5–1,5 mm. Hovedmineralene er olivin og amfibol foruten serpentin. Magnetitt og kloritt er det mindre mengder av, mens kalkspat og iddingsitt er aksessoriske.

Man finner også årer i olivinstenen, som består av hovedsakelig chrysotil γ , foruten en god del magnetitt og kloritt. Årene kan være opptil 4 m lange og 20 cm brede. Bergarten i disse er tett, massiv, med kornstørrelse 0,2–0,5 mm. Den er videre sortfarget, med gulhvit forvitningsfarge.

Olivin. Kornbegrensningen er lite markert. Svakt undulerende utslukning er vanlig. Den er vanligvis gjennomslutt av serpentinfylte sprekker. På sprekker opptrer også erts og iddingsitt. Mindre olivinkorn finnes ofte som svermer i en grunnmasse av serpentin, disse kornene slukker ut samtidig.

Amfibol viser ofte svakt undulerende utslukning. I slip er amfibol meget lik olivin, men kan skilles fra denne ved sin vanligvis mere markerte kornbegrensning og tydeligere spalteriss. Serpentinfylte sprekker finnes på langs og på tvers av kornene.

Serpentin. Opptrer som en sammenhengende, sterkt undulerende masse. Sannsynligvis er dette mineralet antigoritt.

Chrysotil γ . Under kryssete nicoler sees at mineralet opptrer i avlange aggregater, som har et fibrig utseende på tvers av aggregatenes lengderetning.

Magnetitt. Opptrer i uregelmessige korn og årer. På sprekker i magnetittkornene finnes chrysotil γ og kloritt. Årene viser ofte en ens orientering.

Kloritt. Opptrer i avrundete flak.

Kalkspat. Opptrer i enkelte korn og gjennomsettende sprekker i serpentin og olivin. Kalkspat på sprekkene er fibrig på tvers av sprekkens lengderetning.

Bergarten tilhører den alpine type av olivinsten-serpentinforbindelser. (Hess 1955, Turner & Verhoogen 1960, Thayer 1960).

Den alpine type forekommer i foldete geosynklinale sedimenter i orogene soner. Videre forekommer disse vanligvis som sterkt hellende lag eller linser konkordant med strukturen i den omkringliggende bergart, men det forekommer også at de skjærer gjennom den omkringliggende bergart (Hess 1955).

Den forekomsten av olivinsten som jeg har undersøkt, har en nord-sydlig lengdeutstrekning og faller derfor sammen med den omkringliggende bergarts. Noen undersøkelse av grenseforholdene for olivinstenen var det imidlertid ikke mulig å foreta på grunn av overdekningen.

I den her beskrevne bergarten kan man opprinnelig ha fått dannet:

1. dunitt.
2. olivinpyroxensten.
3. olivinhornblendesten.

I de to første tilfelle må det under retrograd metamorfose være blitt dannet amfibol av enten olivin eller pyroxen (Harker 1932, Carstens 1920). Amfibolkornene er imidlertid ikke parallellorientert slik som amfibolkorn pleier å være, når de er dannet av olivin. Da man ikke finner pyroxen i bergarten, kan man heller ikke avgjøre om amfibolen er primær eller ikke. Den videre utvikling er derimot tydelig:

Serpentin er dannet på bekostning av olivin. Det vannet som trengtes for serpentiniseringen kan være tilført fra sidebergarten, de metamorfoserte sedimenter (Turner & Verhoogen 1960, s. 320).

Den seneste dannelse er krystallisasjon av kalkspat på sprekker.

8. *Trondhemitt.*

I områdets vestligste del består berggrunnen av et trondhemittmassiv. Mot vest fortsetter dette ut av området, mens det mot øst begrenses av glimmergneisen i Mellingsåsen. Langs nesten hele grensen mellom de to bergartene finner man en marmorsone.



Fig. 6. Grensen mellom trondhemitt og glimmergneis på vestsiden av Mellingsåsen.

The boundary between trondhemite and mica gneiss on the west side of Mellingsåsen.

Trondhemittens grense til sidebergarten er meget markert i terrenget, i det vegetasjonen også danner et skille her. Trondhemitten er sparsomt dekket med furu, mens marmor og glimmergneis er dekket med tett løvskog og gran. Se fig. 6.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas $An_{23}-An_{27}$, biotitt, epidot (\div) $Z/a=30^\circ$, mikroklin.

Aksessoriske: Kloritt, titanitt, muskovitt, sericitt, kalkspat, zirkon og erts.

Tabell XI.

	Nr. 725 $2^\circ 30' \frac{2}{3}$ $65^\circ 4'$	Nr. 992 $2^\circ 30' \frac{5}{6}$ $65^\circ 4' \frac{1}{2}$
Kvarts	24	23
Plagioklas	56	58
Mikroklin	1	3
Biotitt	13	8
Epidot	3	x
Sericitt	x	5
Andre min.	3	3

x betegner meget små mengder.

Trondhjemitten er en middelskornet gråhvit bergart. De lyse mineralene er 1–5 mm store, mens de mørke er 0,2–1,5 mm store. Bergarten har en granittisk tekstur. Ved grensen mot sidebergartene har trondhjemitten først en sone på ca. 100 m, hvor glimmerkornene får en stigende grad av parallellorientering. Derpå kommer en sone på ca. 10 m hvor det begynner å opptre biotittrike bånd. I disse er det også markert parallellorientering av glimmerkornene. Båndene kan være opp til 10 cm brede. Denne sonen grenser inn til glimmergneis, marmor og kvartsitt. I overgangssonen finner man også 10 cm brede pegmatittiske ganger med grovere trondhjemittisk materiale.

Kvarts. Den viser undulerende utslukning. Ofte er også kvartsen full av små runde inneslutninger, som i slip gir den et prikket utseende.

Plagioklas. Tvillinglamellene kan være noe bøyet. Plagioklasen viser ofte en sonar utslukning, av og til også alternerende sonar utslukning. Kjerne er mest basisk. Plagioklasen er delvis sterkt sericittisert. Den kan være sericittisert langs tvillinglamellene, eller den er ofte sterkere sericittisert i de basiske deler av krystallen. Inneslutninger i plagioklas er kvarts, biotitt, muskovitt og mikroklin.

Mikroklin. Opptre i friske korn. Foruten at mikroklin finnes i større korn, fyller den også rommet mellom kvarts og plagioklaskornene. I kontakt med plagioklas opptre ofte myrmekitt.

Biotitt. Den er av og til noe grumset. Biotitten har ofte striper av kloritt. Innesluttet finnes små zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo. Spesielt forekommer dette hyppig i bergartens gressone.

Epidot. De største kornene kan ha sterkt gul orthittkjerne, og i randen kan de være symplektittisk sammenvokst med kvarts. Innesluttet finnes også plagioklas, glimmer og apatitt.

Apatitt. Innesluttet i biotitt er apatitt omgitt av en svak pleokroitisk halo.

Bergarten har en trondhjemittisk sammensetning og tekstur (Goldschmidt 1917) og en intrusiv dannelsesmåte virker sannsynlig.

Betrakter man kartet over området, ser man at glimmergneisen er avbøyet i en bue langs grensen til trondhjemitten. Dette kunne tyde på en syntektonisk intrusjon. Under frembruddet er det blitt øvet et trykk mot sidebergarten. Samtidig er trondhjemitten blitt presset ved grensen mot sidebergarten, og har der fått et gneisaktig preg. Forekomsten av myrmekitt og inneslutninger av mikroklin i plagioklas kunne tyde på at bergarten senere har vært utsatt for en kalimetasomatose (Drescher-Kaden 1948).

9. *Lys granodioritt.*

I det tidligere kartlagte område som grenser til bergarten som nå skal beskrives, er den betegnet som lys aplittisk granitt (Foslie & Strand 1956, s. 58). De prøvene jeg har tatt, viser imidlertid en slik mineralsammensetning at jeg finner det riktigere å betegne bergarten som en granodioritt. Den kan delvis også ha en kvarts-diorittisk sammensetning, da innholdet av mikroklin varierer sterkt.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_0 - An_{15} , kalifeltspat, muskovitt, epidot (\div) a/Z = 26° - 30° dvs. en pistazitt.

Aksessoriske: Biotitt, kloritt, apatitt og titanitt.

Tabell XII.

	Nr. 751 $2^\circ 37' \frac{1}{2}$ $65^\circ 0' \frac{1}{3}$	Nr. 736 $2^\circ 37' \frac{3}{4}$ $65^\circ 1' \frac{1}{3}$	Nr. 966 $2^\circ 43' \frac{1}{2}$ $65^\circ 3' \frac{3}{4}$
Kvarts	28	35	39
Plagioklas	38	38	34
Kalifeltspat	27	5	10
Muskovitt	4	11	10
Epidot	2	8	6
Biotitt	x	4	

Bergarten er massiv uten noen planstruktur. Den er nesten helt hvit på grunn av det lave innhold av mørke mineraler. Kornstørrelsen til hovedmineralene er vanligvis mellom 0,2-2 mm. De aksessoriske er under 0,5 mm. Over alt finner man også kalifeltspatkrystaller av en størrelse opp til 3 cm.

Bergarten er xenomorf-granulær. Korngrensene mellom kvarts og plagioklas er ofte suturert. Glimmer og epidot finnes i mere eller mindre markerte aggregater eller årer. Kvarts opptrer også i årer som er opp til 1 mm brede. Disse setter gjennom alle de andre mineralene.

Bergartens grenseforhold til sidebergartene, med gradvis overgang til sidebergartene, er beskrevet tidligere under foldet glimmergneis (s. 114).

Plagioklas. Viser av og til sonarbygning med begrenning av krystallflatene. Plagioklasen er ofte sterkt sericittisert og saurittisert. Albittvillinglamellene er noe bøyet. Man ser også av og til at plagioklasen

har vært utsatt for stress med oppbrytning av kornene. Myrmekitt forekommer på grensen mot kalifeltspat.

Kalifeltspat. Opptrer som små uregelmessige korn mellom de større plagioklas og kvartskorn eller i større krystaller, som kan ha antydning til krystallflater. Mikroklin finnes som inneslutninger i plagioklas. Ofte er det utviklet en rand av finkornet albitt rundt mikroklin. Åre-, flekk- og flammepertthitt finnes. En del mikroklinkorn foruten mikroklin i årer som gjennomsetter mikroklinperthitt og plagioklas, er grumset av submikroskopiske brune inneslutninger.

Muskovitt. Opptrer i større flak som kan være undulerende. Muskovitt er også ofte symplektittisk sammenvokst med albit foruten en del kvarts. Rundt muskovitt i plagioklas har ofte plagioklasen en lavere brytningsindeks. Den skulle derfor her være mere sur enn forøvrig.

Epidot. Den kan være symplektittisk sammenvokst med vermikular kvarts. Man finner også ofte tallrike inneslutninger av kvarts i epidot.

Biotitt. Opptrer særlig på sprekker, eller i aggregater sammen med epidot og muskovitt foruten en del albitt.

Teksturen og den mineralogiske sammensetningen viser at det er en granodioritt, sannsynligvis av magmatisk opprinnelse.

Strand (Foslie & Strand 1956, s. 58) hevder også en intrusiv opprinnelse for den samme bergart. Han sier videre at denne, samt granodioritten som forekommer i de tilgrensende strøk i øst og syd, «synes etter kartbildet og etter de iakttagelser som foreligger å opptre som konkordante linseformete intrusivlegemer, som kan betegnes som fakolitter.»

Gustavson & Grønhaug (1960, s. 50) sier om de samme bergartene: «Det er derfor naturlig å betrakte intrusivene ved skyveplanet på kartbladene Namsvatnet og Børgefjell og sikkert også på kartblad Hattfjelldal som et mer eller mindre sammenhengende intrusivlegeme med en bølgende overflate, som gjør at det enkelte steder dukker ned under glimmerskiferne.»

Mine undersøkelser tyder også på en slik forekomstmåte som er fremstilt ovenfor.

Det er to generasjoner av kalifeltspat, mikroklinperthitt og mikroklin. Den yngste er mikroklin, for den finnes som årer i mikroklinperthitt. Mikroklinen er sannsynligvis blitt dannet i forbindelse med tektoniske bevegelser.

Under tilbakestridende metamorfose er det dannet muskovitt og epidot under tilførsel av vann. At biotitten forekommer på sprekker, tyder på at den er omkrystallisert. Det jern som skulle til for dannelsen av epidot

kan ha vært tilstede i bergarten fra før. Undulerende muskovitt, epidot og biotitt på årer og sprekker tyder på at krystalliseringen av disse mineralene har foregått i forbindelse med tektoniske bevegelser.

Til slutt er det dannet tensjonssprekker med avsetning av kvarts på disse.

III. Metamorfosen.

Bergartenes mineralogiske sammensetning er blitt bestemt av den regionale metamorfose de gjennomgikk under den kaledonske fjellkjedefoldning. Dette gjelder både de opprinnelig sedimentære bergarter og de eruptive.

Da der hyppig benyttes ulike kriterier for fastsettelse av grensene for de forskjellige facies, blir ofte faciesinndelingen ikke den samme hos de forskjellige forfattere.

Barth (1962) gir forøvrig en oversikt over en del forfatteres inndeling av facies.

Selv har jeg benyttet Turner & Verhoogens (1960) inndeling. Ved undersøkelsen av metamorfosen innen området har jeg tatt for meg enkelte typer av bergarter, og undersøkt hvilke variasjoner i mineralparageneser de hver for seg viser innen området, og da spesielt de typer som finnes over hele området.

An-gehalten hos de forskjellige bergarter innen området er følgende:

Biotittgneis: $An_{33}-An_{46}$

biotitthornblendegneis: $An_{43}-An_{44}$

biotittmikroklingneis: An_{28}

foldet glimmergneis: lyst bånd An_{27}

mørkt bånd An_{34}

granatbiotittskifer: $An_{38}-An_{39}$

granatmuskovittskifer: An_{24}

amfibolitt: $An_{20}-An_{35}$

granatamfibolitt: $An_{39}-An_{46}$

granodiorittisk gneis: An_7-An_{18}

Man ser at de forskjellige typer av glimmergneis og granatglimmerskifer, så og si alltid har An-prosenter som ligger over An_{30} . De eneste unntak er granatmuskovittskifer (An_{24}) og de lyse båndene i foldet glimmergneis (An_{27}). At granatmuskovittskiferen har så sur plagioklas, kan forklares ved at det er lite Ca i bergarten. Den fører ikke epidot.

Når det gjelder glimmergneisen og granatglimmerskiferen, kan man ikke finne noen tydelig variasjon i plagioklasens sammensetning i de forskjellige deler av området.

I biotittgneisen finner man følgende mineralparageneser:

På hgd. 728 syd for St. Steinåen; kvarts, An_{33} , biotitt og muskovitt.

I områdets nordvestligste del; kvarts, An_{34} , biotitt, (muskovitt, epidot, granat.)

På Mellingsfjellet; kvarts, An_{40} , biotitt, (muskovitt).

Syd for Mellingsfjellet; kvarts, An_{39} , biotitt, muskovitt, (epidot) eller kvarts, An_{46} , biotitt, (epidot, granat).

I områdets nordøstligste del; kvarts, An_{31} , biotitt, muskovitt og epidot.

Dette er parageneser som forekommer i alle subfacies i almandin-amfibolitt-facies unntatt den øverste.

Granatglimmerskiferne viser de samme forhold som biotittgneisene, d.v.s. deres mineralparageneser viser at de kan opptre i alle subfacies unntatt den øverste.

Et unntak er granatmuskovittskiferen, som fører staurolitt (se side 119.) Den har følgende mineralparagenese; kvarts, An_{24} , muskovitt, granat, (staurolitt, biotitt).

På grunn av at den fører staurolitt blir den å plasere i laveste subfacies, d.v.s. staurolitt-almandin-subfacies.

Amfibolittene viser følgende mineralparageneser: I områdets nordvestligste del; kvarts, An_{20} , hornblende, (granat, biotitt, epidot).

I områdets sentrale deler; kvarts, An_{28} , hornblende, pyroxen, biotitt (epidot).

I områdets østligste strøk; An_{31} - An_{35} , hornblende biotitt og epidot.

Dette er parageneser som forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolitt-facies.

I amfibolittene har plagioklasen som er i likevekt med epidot, et stigende An -innhold fra vest mot øst. Dette kunne tyde på en stigende grad av metamorfose fra vest mot øst. Se fig. 7.

Granatamfibolitten som finnes i den nordlige og vestlige del av Smalfjellet, har følgende mineralparagenese; kvarts, An_{39} - An_{46} , hornblende, biotitt, granat, epidot, kalkspat.

Dette er også en paragenese, som forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolitt-facies. Men den er ellers ikke sammenlignbar med de øvrige amfibolitter, da dens mineralogiske sammensetning avviker sterkt fra de vanlige amfibolittenes.

Amfibolitten innesluttet i granodiorittisk gneis i den nordlige del av

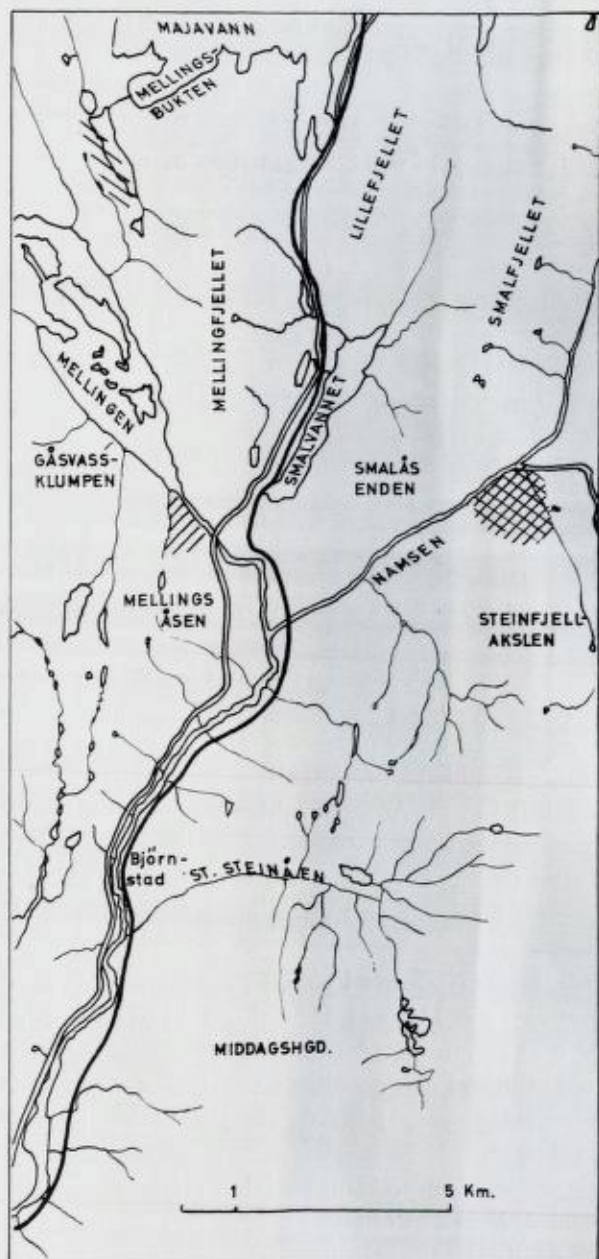


Fig. 7. Kart som viser variasjonene i metamorfosen innen området på grunnlag av amfibolittene.

Map showing the variations in metamorphism based on the amphibolites.

området, viser følgende mineralparagenese; An_{30} , hornblende, (pyroxen, epidot, biotitt).

Denne paragenesen forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolittfacies.

Den granodiorittiske gneisen har følgende paragenese; kvarts, An_7 - An_{18} , mikroklin, biotitt, (muskovitt, epidot, granat). Her er sannsynligvis epidot ikke i likevekt med plagioklas. Epidot finnes ofte innesluttet i biotitt, så den har muligens ikke kunnet reagere med plagioklas.

Sammenholder man dette også med hva den innesluttede amfibolitten viser, blir også den granodiorittiske gneisen å plasere i den lavere del av almandin-amfibolitt-facies.

Konklusjonen blir da at bergartene i området befinner seg i den lavere del av almandin-amfibolitt-facies. Noen finere inndeling er ikke mulig på grunnlag av bergartenes mineralparageneser.

IV. Granater.

Bergartenes mineralparageneser forteller ikke meget om variasjoner i metamorfose innen området. Jeg har derfor undersøkt en del granater for å finne om de viser noen variasjoner i metamorfose.

Metodikk.

Hos 15 granater er brytningsindeks målt med immersjonsvesker, mens kantlengden av elementærcellen er målt ved røntgenkameraopptak, og videre beregnet etter metode beskrevet av Azároff & Buerger (1958). Under denne beregning benyttet jeg de tre linjene (864), (1042) og (880), da de gir de sikreste resultater. Videre har prof. I. Oftedal bestemt det omtrentlige vektforhold mellom Mn:Mg:Fe:Ca ved spektralopptak av 12 granater.

Alle målinger er utført ved Institutt for geologi på Blindern. Ved beregningen av granatene har jeg benyttet de fem hovedkomponentene i granatsystemet; pyrop, almandin, spessartin, grossular og andraditt, mens jeg har sett bort fra mere sjeldne komponenter. I de etterfølgende skjemaoppstillinger av granatene, har jeg benyttet følgende forkortelser for de fem komponentene, rekkefølgen er den samme som ovenfor; pyr, alm, sp, gro og and.

Videre har jeg for brytningsindeks og enhetscellens kantlengde benyttet symbolene n og a . Kjemisk analyse av mineraler er ofte en nokså tidskrevende affære. Skal man komme frem til granatenes sammensetning

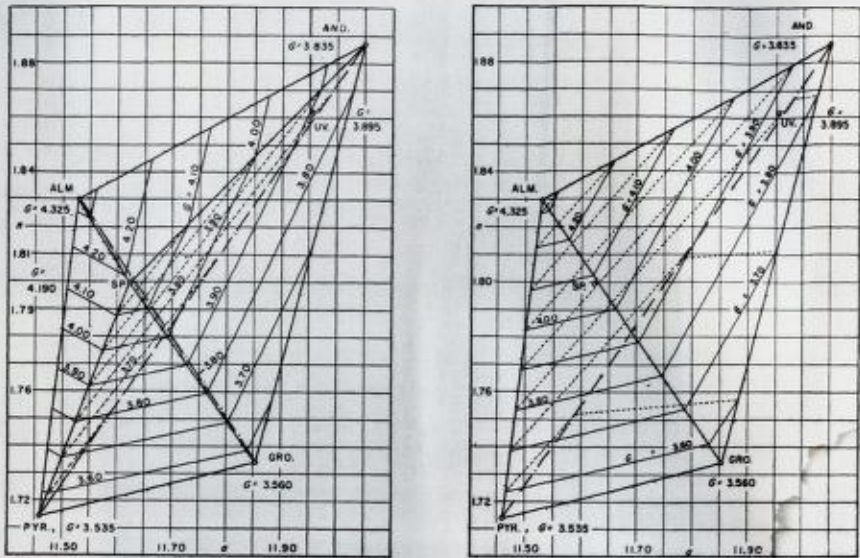


Fig. 8. Winchells diagrammer.

Winchell's diagrams.

ved hjelp av andre metoder, er a og n de sikreste og enkleste størrelser man kan måle.

Imidlertid bør man vanligvis kjenne flere størrelser for å komme frem til det nøyaktige forhold mellom granatenes fem komponenter. For mere sikker bestemmelse av granatene kan man bestemme egenvekten og foreta en partiell kjemisk analyse på Mn og/eller Fe.

Diagrammene som Frietsch (1957) har laget på grunnlag av kun a og n , har derfor mer usikker verdi. Disse ble også kritisert av Henriques (1958).

Skinner (1956) utførte målinger av rene syntetiske granaters fysiske egenskaper. På grunnlag av hans resultater har Sriramadas (1957) laget diagrammer som stiller a og n i korrelasjon til granatenes kjemiske sammensetning. Etter hans metode får man tre uttrykk, hvert bestående av maksimalt tre granatkomponenter. Av disse fremgår det da hvilke variasjonsmuligheter for sammensetning en gitt a og n gir.

Winchell (1958) har benyttet disse diagrammer til å lage nye diagrammer, hvor han også benytter egenvekt. (Se fig. 8). Disse er meget illustrerende med hensyn til hvilke muligheter man har for å bestemme en granats sammensetning bare på grunnlaget av a og n . Faller nemlig projeksjonspunktet for en gitt a og n på sidene i firkanten, som dannes av

punktene pyr, alm, and og gro, så er granaten entydig bestemt. Den består da av to komponenter. Faller projeksjonspunktet litt innenfor sidene, kan man anslå det omtrentlige mengdeforhold av to komponenter foruten den omtrentlige sum av de andre. Usikkerheten er størst rundt projeksjonspunktet for spessartin. Verdiene $a = 11,621 \text{ \AA}$ og $n = 1,800$, (Skinner 1956) gir således de tre muligheter:

sp₁₀₀
alm₇₀ gro₃₀
pyr₃₇ alm₄₁ and₂₂.

Jeg kom forøvrig til at siden jeg ikke benyttet egenvekt, var det bedre å bruke Sriramada's diagrammer istedenfor Winchells, da bestemmelsene blir sikrere og raskere på grunn av at man ikke får så spisse vinkler mellom skjæringslinjene. Her må også tilføyes at egenvektbestemmelse av granater ofte gir nokså usikre resultater på grunn av den store mengde av inneslutninger, som ofte forekommer.

For å bestemme granatenes sammensetning gikk jeg frem på følgende måte. Granat nr. 971 (se tabell XIII) som har $a = 11,57$ og $n = 1,804$ gir etter Sriramadas følgende tre muligheter:

I pyr₃₁ alm₅₇ and₁₂
II pyr₁₂ alm₇₂ gro₁₆
III pyr₁₁ alm₃₅ sp₅₄

Spektrografisk analyse ga følgende forhold etter vekt:

Mn : Mg : Fe : Ca
2 : 2 : 10 : 2

eller omregnet i prosent

Mn : Mg : Fe : Ca
12,5 : 12,5 : 62,5 : 12,5

Riktignok er de tre uttrykkene I, II og III gitt i molekylarprosent, mens den spektrografiske analyse er gitt i vektprosent. Men feilgrensen for den spektrografiske analyse er sannsynligvis så stor, at man ikke trenger å ta hensyn til det.

De beregnete verdier for de undersøkte granatenes sammensetning er forsøkt tilnærmet så godt som mulig de verdier som den spektrografiske analyse gir, innen den begrensning som de målte a og n verdier gir. Teoretisk blir mengden av spessartin entydig bestemt, for Mn forekommer bare i gruppe III. For at prosenten av spessartin skal bli ca.

12,5, tar man ca. 24 % av gruppe III. De resterende 76 % blir å fordele på gruppe I og II. Mesteparten av disse 76 % må taes fra gruppe II, for ellers blir den endelige mengde av pyrop for høy, samtidig som mengden av almandin blir for lav. Samtidig må man huske på at Ca inngår i både grossular og andraditt, foruten at andraditt også inneholder Fe. Det blir derfor å prøve seg frem.

Man får da følgende:

$$\begin{aligned}
 1\% \text{ av I} &= \text{pyr}_{0,31} \text{ alm}_{0,57} \text{ and}_{0,12} \\
 75\% \text{ av II} &= \text{pyr}_{9,00} \text{ alm}_{54,00} \text{ gro}_{12,00} \\
 24\% \text{ av III} &= \text{pyr}_{2,64} \text{ alm}_{8,40} \text{ sp}_{12,96} \\
 \text{Dette gir:} & \text{pyr}_{11,95} \text{ alm}_{62,97} \text{ sp}_{12,96} \text{ gro}_{12,00} \text{ and}_{0,12} \\
 \text{eller:} & \text{pyr}_{12} \text{ alm}_{63} \text{ sp}_{13} \text{ gro}_{12}
 \end{aligned}$$

Tabell XIII.

Prøve nr.	Spektrografisk analyse											
	Mg	Fe	Mn	Ca	a	n		pyr	alm	sp	gro	and
971	12.5	62.5	12.5	12.5	11.57	1.804	24% av	11	35	54		
							75% av	12	72		16	
							1% av	31	57			12
							=	12	63	13	12	
							40% av	17	57	26		
							60% av	17	75		8	
								27	67			6
916	17	66	10	7	11.54	1.803	=	17	68	10	5	
							35% av	9	38	53		
							35% av	6	73		21	
							30% av	29	60			11
1019	12.5	62.5	18.75	6.25	11.57	1.803	=	14	57	19	7	3
							6% av	4	4	92		
							84% av	7	66		27	
							10% av	40	38			22
1008	12	59	6	23	11.61	1.797	=	10	59	6	23	2
							10% av	4	5	91		
							75% av	5	68		27	
							15% av	38	42			20
1011	9	57	6	28	11.61	1.798	=	10	58	9	20	3
							12% av			98	1	1
							15% av	38	37			25
							73% av		68		31	1
1053	6	59	12	23	11.63	1.800	=	6	55	12	23	4

Tabell XIV.

Prøve nr.	Spektrografisk analyse												
	Mg	Fe	Mn	Ca	a	n		pyr	alm	sp	gro	and	
760	9	57	28	6	11.55	1.810		80% av 20% av	9 10 21	59 81 72	32	9	7
							=	9	63	26	2		
766	10	42	42	6	11.56	1.807		80% av 20% av	9 10 26	49 77 64	42	13	10
							=	9	54	34	3		
1009	13	64	20	3	11.54	1.803		74% av 26% av	17 17 27	57 75 67	26	8	6
							=	17	62	19	2		
1034	7	72	14	7	11.58	1.802		30% av 70% av	8 9 32	29 73 52	63	18	16
							=	9	60	19	12		
1054	6	57	28	9	11.55	1.806		70% av 30% av	12 13 25	54 77 68	34	10	7
							=	12	61	24	3		
1022	11	71	7	11	11.53	1.808		30% av 70% av	15 16 22	70 80 73	15	4	5
							=	16	77	4	3		

Tabell XV.

Prøve nr.	a	n	pyr	alm	sp	gro	and
925	11.63	1.800	38	37 68	98	1	1 25 1
			11 12 31	35 72 57	54	16	12
747	11.57	1.804	20 20 31	51 71 62	29	9	7

Måleresultater og diskusjon.

De undersøkte granatene har almandin som hovedkomponent, foruten en del pyrop og spessartin. Ca-komponentene spiller delvis en underordnet rolle. Hos en granat (nr. 1011) utgjør Ca-komponentene ifølge spektrografisk analyse, ca. 28 %.

En vanlig betegnelse på Ca-fattige granater er pyralspitt, i motsetning til ugranditt, som hovedsakelig består av Ca-komponenter (Winchell & Winchell 1951).

Av tidligere undersøkelser av pyralspitt i regionalmetamorfe områder kan spesielt nevnes Goldschmidts (1921) fra Stavangerfeltet og Barths (1936) fra Duches County i U.S.A. Eskola (1921) og Wright (1938) viste at granatenes sammensetning i høy grad er avhengig av metamorfosegraden.

At granatenes Mn mengde avtar ved økende regional metamorfose, ble antydnet av Goldschmidt (1921). Det er nå vel bekreftet av Ramberg (1949) og Miyashiro (1953). Miyashiro fant at ved økende grad av metamorfose, opptas Mn's plass i granaten først av Fe og siden av Mg. Dette er blitt bekreftet av Engel & Engel (1960).

Lambert (1959) har på den annen side vist at ved økende grad av regional metamorfose viste Ca-innholdet i granater fra biotittskifre, en minking, samtidig som mengden av Fe og Mg økte.

Lamberts arbeid bekrefter Miyashiros generelle tese om minkende molart volum hos granater ved økende metamorfosegrad. De store Ca⁺⁺ ioner blir erstattet av de mindre Fe⁺⁺ og Mg⁺⁺ ioner. Lamberts analyser viser at det også samtidig er en liten minking i Mn-innholdet. Sturt (1962) konkluderer at Ca og Mn ionene spiller omtrent samme rolle, men at det karakteristiske i Ca fattige skifre er variasjonen i Mn-innholdet, mens det i Mn fattige bergarter er variasjonen i Ca-innholdet som er mest fremtredende.

E. Tröger (1959) viser forbindelsen mellom granatenes kjemiske sammensetning og bergarten. F. eks. almandinrike granater med grossular som nest viktigste komponent, finnes på den ene siden i amfibolitter, på den annen i den petrografisk ikke enhetlige gruppe av glimmerskifre og gneiser med primær kalkkomponent (Buddington 1952, s. 54-55).

Sammenholder man de undersøkte granatenes sammensetning med den tilsvarende bergarts sammensetning, finner man granatene med høyest Ca-innhold i Ca-rike bergarter (prøve nr. 1011 og nr. 1053), mens granatene med lavest Ca-innhold forekommer i Ca-fattige bergarter (Se tabell XIII, XIV og XV).

De tre granatene i tabell XV er ikke undersøkt spektrografisk, derfor kan bare oppføres de tre valgmuligheter som Sriramadas diagrammer gir (Se s. 145). Granaten i prøve nr. 925 er sannsynligvis meget lik granaten i prøve nr. 1053 i tabell XIII. Den mineralogiske sammensetning i de to prøvene er nemlig meget lik, foruten at verdiene for a og n er den samme i de to prøvene.

Prøve nr. 747 er en forholdsvis Ca-fattig bergart. Foruten almandin og pyrop er derfor sannsynligvis spessartin en viktig komponent, mens det er lite av Ca-komponentene. Av tabell XV fremgår at granaten i prøve nr. 729 består hovedsakelig av almandin, foruten en del pyrop. Mengdeforholdet mellom de andre komponentene kan man ikke si noe om. Tabell XV viser at minimumsmengden av pyrop i denne granaten er 20 %. Det er muligens for meget og vil bli nærmere belyst i det følgende.

Man finner ikke så sjelden hos de forskjellige forfattere til dels store avvik mellom målte a og n verdier, og verdier som er beregnet på grunnlag av kjemisk analyse. Hos Miyashiro (1953, s. 184), finner jeg dessuten at to av de granater han har undersøkt (nr. 8 og nr. A) vil etter de målte a og n verdier falle utenfor Winchells (1958) diagrammer. Det samme er tilfelle hos Frietsch (1957, s. 45, prøve nr. 7 og nr. 13). Lambert (1959) mener også at granatenes fysiske egenskaper ikke varierer lineært med molekylarforholdene. De beregnete verdier for de undersøkte granatenes sammensetning, er forsøkt tilnærmet så godt som mulig de verdier som den spektrografiske analyse gir, innen den begrensning som de målte a og n verdier gir. I tabell XIII er det stort sett god overensstemmelse. I tabell XIV er det derimot delvis stort avvik. Grunnen til dette kan være feil ved:

1. den spektrografiske analyse.
2. målingen av a og n.

Etter muntlig meddelelse fra professor Oftedal er det avvik man får, større enn hva man kunne vente, hvis feilen var i den spektrografiske analyse.

Målingene av brytningsindeks ble gjort minst fire ganger for hver granat, så disse målingene skulle være temmelig sikre, videre ble væskene kontrollert. Av røntgenopptak for måling av elementærcellens kantlengde har jeg kun ett for hver granat, men det er lite sannsynlig at det skulle bli noen vesentlig feil her.

Årsaken til avvikene i tabell XIV er sannsynligvis ikke målefeil. Som

tidligere nevnt (s. 143), har jeg kun benyttet de fem hovedkomponentene i granatsystemet, og har sett bort fra de mere sjeldne. En mulig forklaring er da at slike sjeldne komponenter inngår i granatene. Imidlertid de bergarter som granatene forekommer i, er ikke av de typer hvor man kan vente at uvarovitt, schorlomitt og hibschitt etc. inngår i noen vesentlig mengde.

Grunnen til avvikene i tabell XIV er etter min mening at Winchells og Sriramadas' diagrammer ikke gir et helt riktig bilde av granatenes fysiske egenskaper, eller med andre ord, at granatenes molekylarforhold ikke forandrer seg lineært med de fysiske egenskaper.

Den samme forklaring kan også benyttes på granat nr. 729. Som tidligere nevnt (s. 149) viser tabell XV at den granaten har minimum 20 % pyrop. Når man sammenligner med de andre granatene, er dette mere enn hva man kunne vente.

Miyashiro (1953, s. 197) har konstruert et trekantdiagram, hvor variasjonene av pyrop-, almandin- og spessartininnholdet i granatene avspeiler metamorfosegraden. Fig. 9 viser et slikt diagram. Fordi det er utarbeidet for Ca-fattige bergarter, har jeg bare avmerket de 7 granatene, som har lavest Ca-innhold. Man ser at de alle befinner seg innenfor området for epidotamfibolitt- og amfibolittfacies. – I denne figuren og i den følgende er forøvrig den prosentvise fordeling av Mg, Fe, Mn og Ca beregnet på grunnlag av den spektrografiske analyse.

Sturt (1962) mener at forholdet $\text{CaO} + \text{MnO} : \text{FeO} + \text{MgO}$ i granatene i pelittiske skifre kan benyttes som en passende og følsom indikator på metamorfosegraden i den tilsvarende bergart. Fig. 10 viser graden av metamorfose i de forskjellige deler av området man får på det grunnlag.

Av dette kartet ser man at i den sentrale og sydlige del av området er det synkende metamorfose mot vest. I områdets nordvestligste del finner man bergartene med den laveste grad av metamorfose. I områdets nordøstligste del er det høyere metamorfose i østskråningen av Lillefjellet, mens det mot øst i den nordlige del av Smalfjellet er lavere grad av metamorfose.

Fig. 11, fig. 12 og fig. 13 viser langs tre profiler den prosentvise fordelingen av Mg, Fe, Mn og Ca i de forskjellige granatene. Man ser at de største variasjonene viser Mn og Ca. Videre ser man at i Ca-rike bergarter er det Ca-rike granater, mens de Ca-fattige bergartene har Mn-rike granater. (Se tabell XVI, som viser den mineralogiske sammensetning i de tilsvarende bergarter.)

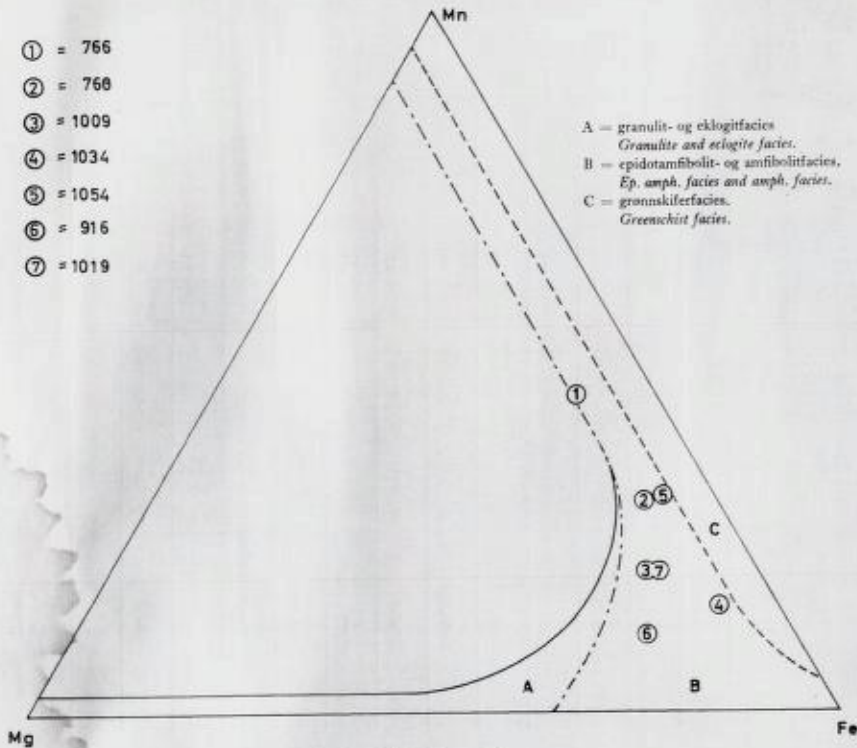


Fig. 9. Miyashiros diagram.

*Miyashiros diagram.**Konklusjon.*

Undersøkelsene viser at granatenes sammensetning viser en tydelig variasjon, som sannsynligvis avspeiler forskjellen i metamorfosegrad i de forskjellige deler av området. Samtidig er også granatenes sammensetning preget av bergartenes kjemiske sammensetning.

De data man får med hensyn til granaters sammensetning på grunnlag av deres fysiske egenskaper, er imidlertid noe usikre.

De forskjeller i metamorfose som amfibolittenes mineralparageneser viser, stemmer med hva granatene viser for de samme deler av området. Prøve nr. 1009 er en granatmuskovitt-skifer, som også inneholder staurolitt. Den har en mineralparagenese som plasserer den i staurolitt-almandin-subfacies (se tabell XVI). Etter dens plassering på kartet (Fig. 10), og etter hva man forøvrig vet, blir konklusjonen:

Tabell XVI – Mineralsammensetningen i de undersøkte granatenes tilsvarende bergarter.

Prøve nr.	1008	1019	971	1011	747	916	1034	1009	1022	1053	925	729	760	766	1054
An _x X =	38	39	38	38	27	28	32	24	39	39	46	44	27	34	31
Granat	13	6	2	5	7	3	13	11	31	5	12	x	x	0,6	0,6
Kvarts	44	59	57	30	43	46	30	60	x	13	9	22	46	26	27
Plag.	8	9	8	1	31	15	5	6	15	11	15	33	7	38	39
K-feltspat				1		11							x		
Biotitt	20	20	23	14	15	18	9	2	18	15	6	28	23	34	20
Muskovitt	13	4	8	10	2	6	29	18	20	x	1	1	19	x	4
Kloritt	x	0,6	x	24	x	0,6	13	x	10	0,6	17	4	2	1	2
Epidot	1	x	0,6	10			x		0,6	1	6	x	x	x	4
Zoizitt						x			1						
Hornbl.	x			1						42	23	11			
Kalkspat				x						9	9	x			1
Apatitt	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x	x	x	x
Turmalin	x	x	x	x										x	
Rutil	x	x	x	x			x		x	1	1	0,6			
Titanitt									x		x		x		
Zirkon	x	x	x	x	x	x	x		x	x		x	x	x	x
Erts	2	1	0,6	x	1	x	2	1	4	2	1	x	2	x	3
Staurolitt								1							
Sericitt		x	x	1	x				x			x	x	x	
Orhitt												x	x		

De undersøkte bergartene befinner seg i almandin-amfibolittfacies. Den største delen av området befinner seg i staurolitt-almandin-subfacies. Østsiden av Lillefjellet og den østligste del av området, befinner seg muligens i kyanitt-almandin-muskovitt-subfacies.

V. Aldersforholdet mellom bergartene.

Fra tidligere arbeider i tilgrensende strøk er de opprinnelige sedimentære bergartene blitt tolket som kambrosiluriske. Disse har fått sitt høy-metamorfe preg under den kaledonske fjellkjedefoldning. De eruptive bergartene er også av kaledonsk alder.

Det er intet som tyder på at det samme ikke er tilfelle innen det her beskrevne område også. Noen stratigrafi har det ikke vært mulig å sette opp hos de metamorfe sedimenter. Lagene er sterkt foldet og sammenpresset, så resultatet er blitt steile lagstillinger. Man finner derfor heller ikke gode ledehorisonter.

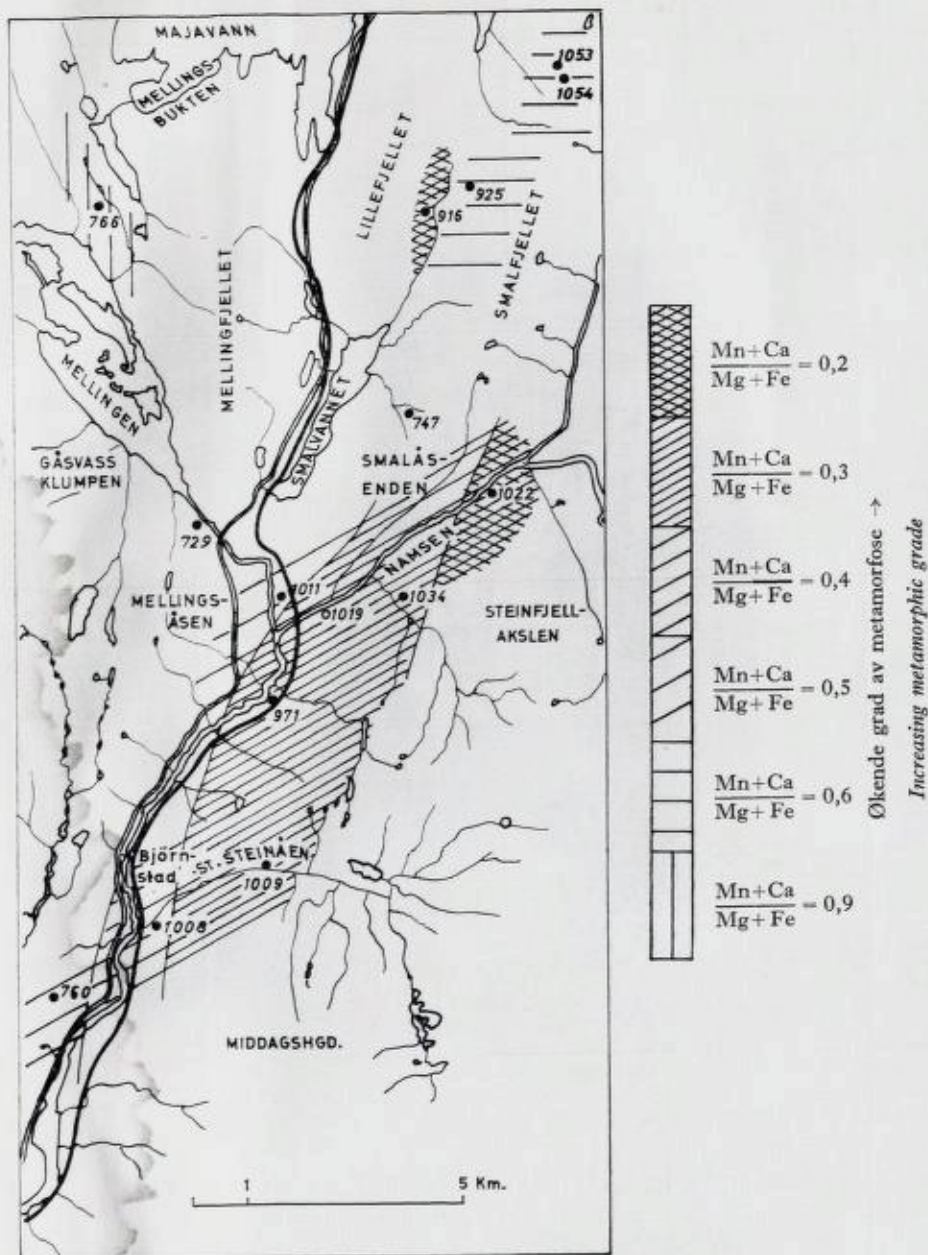


Fig. 10. Kart som viser den geografiske fordeling av de undersøkte granatene.

Map showing the geographical distribution of the garnets examined.

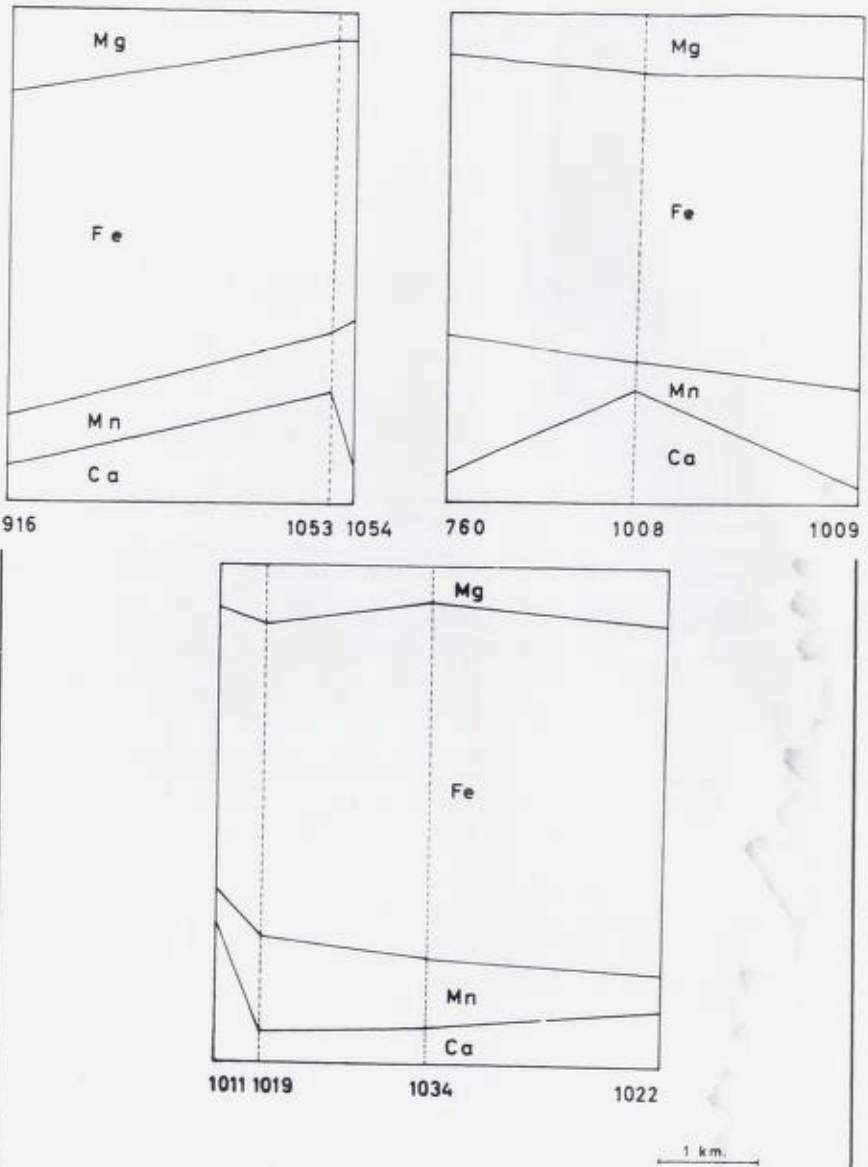


Fig. 11, fig. 12, fig. 13. Den prosentvise fordeling av Mg, Fe, Mn og Ca hos granatene langs tre profiler i marken.

The percentage distribution of Mg, Fe, Mn and Ca in the garnets along three profiles in the field.

Det eneste man kan si, er at den granodiorittiske gneisen i Mellingsfjellet later til å ligge under glimmergneisen.

Aldersforholdet mellom eruptivene er antatt å være følgende: olivinsten, amfibolitt og lys granodioritt.

Det har vært påvist at alpine peridotitter og serpentinitter nesten alltid forekommer sammen med geosynklinale sedimenter (gråvakker og «cherts») og vulkanitter (basalter, splitter, keratofyrer). Det er alminnelig antatt at disse ultrabasiske bergartene har trengt inn under det tidligste stadium av foldningen, som avslutter sedimentasjonen og innvarsler orogenesisen (Hess, 1955, s. 391–395, Turner & Verhoogen 1960, s. 310).

I alle deler av de skandinaviske kaledonider hvor de stratigrafiske forhold er kjent, så forekommer peridotittene bare i den eldre del av lagrekken, svarende til Røros og Støren-gruppen i Trondheimsfeltet (Strand 1960).

Det er derfor en mulighet for at bergartene innen området kan parallelliseres med Rørvik-avdelingen i øst (Foslie & Strand 1956). Rørvik-avdelingen er igjen parallellisert med Støren-gruppen, som er antatt å være av tidlig ordovicisk alder (Strand 1958).

Granodiorittiske ganger gjennomsetter amfibolittene, det er derfor tydelig at amfibolittene må være eldre.

Etter det som foreligger, er sannsynligvis trondhemitten i vest av de yngre eruptivene.

VI. Summary.

The investigated area is situated in the Norwegian Caledonian orogenic belt, south of Majavann (Nordland county).

The main rock types are:

1. Mica-gneisses and garnet-mica-schists, of which the gneissic types are more dominant. Some concordant layers of cristalline limestone are encountered in the latter.
2. Cristalline limestones. They occur as rather massive layers in both mica-gneisses and amphibolites and occasionally also as thin layers in granodioritic-gneisses. Only the more important layers are indicated on the map.
3. Granodioritic-gneisses, which seem to be conformable both to the adjacent mica-gneisses and limestones. Towards its borders the granodioritic-gneiss has a distinct banded appearance.

4. Amphibolites. They occur mainly as lenses and alternating bands in the micagneisses, sometimes, however, also in the granodioritic-gneisses. Spectrographic Ni-analyses and field observations suggest a sedimentary origin for the garnet-amphibolites from Smalfjellet and both the central and the northwestern parts of the area. The amphibolitic lenses in the granodioritic gneisses and the amphibolites in the eastern part of the area are probably of magmatic origin.
5. Tremolite-schists, which occur as lenses in the mica-gneiss of the central part of the area.
6. Peridotite. A small outcrop of peridotite occurs in the granodioritic-gneiss on the shore of Majavann, just north of Mellingsfjellet.
7. Trondhjemite. These rocks occur as a massive body in the western part of the area and extend farther to the west. A zone of crystalline limestone appears with the mica-gneisses of Mellingsåsen.
8. Light coloured granodiorite, which were found in the southern and eastern part of the investigated area. (For the adjacent areas, see Foslie & Strand, 1956).

Metamorphism.

The classification of Turner & Verhoogen (1960) is used. Both rocks of sedimentary and magmatic origin are regionally metamorphosed during the Caledonian orogeny.

In the amphibolites, the plagioclases, which are in equilibrium with epidote, show an increasing An-content from west to east. It is highly possible that this indicates an increasing degree of metamorphism (fig. 7).

It is concluded that a lower almandite-amphibolite facies metamorphism is valid for the investigated area. A more detailed subdivision based on the mineral paragenesis of the rocks is not possible. An exception is presented by the staurolite-bearing garnet-muscovite-schist.

An extensive investigation of the garnets has been carried out as it is believed that their composition is dependent on the degree of metamorphism. Thus a finer subdivision of metamorphic facies seems to be possible.

The methods followed are described, and the results of the measurements are discussed. It is concluded that the differences in metamorphism assumed from the mineral paragenesis of the amphibolites is in accordance with the results obtained from the study of the garnets.

The main part of the area is metamorphosed in the almandite-stauro-

lite-subfacies, while the rocks of the area to the east of Lillefjellet and the easternmost part of the investigated region possibly belong to the kyanite-almandite-muscovite-subfacies.

Litteratur.

- Azároff, L. V. & Buerger, M. J.* 1958. The powder Method. Mc. Graw-Hill, New York.
- Barth, T. F. W.* 1936. Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part II. Bull. geol. Soc. Amer. 47, no. 6, pp. 775-850.
- 1962. Theoretical petrology. 2nd Edition, Wiley, New York.
- Buddington, A. F.* 1952. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack, gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Am. Jour. Sci., Bowen Volume, pp. 37-84.
- Carstens, C. W.* 1920. Norske peridotiter I og II, NGT 5, pp. 1-73.
- Corneliusson, O. A.* 1891. Bidrag til kundskaben om Nordlands amts geologi, NGU 4.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J.* 1962. Rockforming minerals, vol. I. Longmans, London.
- Dietrich, R. V.* 1963. Banded gneisses of eight localities. NGT 43, pp. 89-115.
- Drescher-Kaden, F. K.* 1948. Die Feltspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin.
- Engel, A. E. J. & Engel, C. G.* 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Bull. geol. Soc. Amer., vol. 71, no. 1, pp. 1-57.
- Eskola, P.* 1921. On the Eclogites of Norway. Vid.selsk. 1921, no. 8.
- Foslie, S.* 1949. Häfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. NGU 174, pp. 1-129.
- Foslie, S. & Strand, T.* 1956. Namsvatnet med en del av Frøyningsfjell, NGU 196, pp. 1-82.
- Frietsch, R.* 1957. Determination of the Composition of Garnets without Chemical Analysis. Geol. Fören. Förhandl., bd. 79, h. 1, pp. 43-51.
- Goldschmidt, V. M.* 1917. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid.Selsk. 1916, no. 2, pp. 1-140.
- 1921. Die Injektions-metamorphose im Stavanger-Gebiete. Vid.Selsk. 1920, no. 10, pp. 1-142.
- Gustavson, M. & Grønhaug, A.* 1960. En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell. NGU 221, pp. 26-74.
- Harker, A.* 1932. Metamorphism. Methuen, London.
- Heier, K.* 1962. The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. NGT 42, pp. 157-165.
- Henriques, A.* 1958. On the determination of the composition of garnet without chemical analyses. Ark. för. min. och geol., bd. 2, no. 23, pp. 349-352.
- Hess, H. H.* 1955. Serpentine, orogeny and epeirogeny; Crust of the Earth (A Symposium) edit. Poldervaarts, A., Geol. Soc. Am. Special Paper, pp. 391-407.
- Holmsen, G.* 1919. Geologiske iagttagelser fra Børgfjell. NGU 49, pp. 1-14.

- Keilhau, B. M.* 1832. Reise i Jemtland og Nordre-Trondhjems Amt i sommeren 1831. Mag. for Naturvidensk. Anden Rækkes 1ste Bind (11te Bind), pp. 18–160.
- Kjerulf, Th.* 1876. Om Trondhjems stifts geologi. Nyt Mag. for Naturvidensk. 2den Rækkes 1ste Bind (21 Bind), pp. 1–94.
- Lambert, R. St. J.* 1959. The mineralogy and Metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart Districts of Inverness-shire. Trans. Roy. Soc. Edinb. vol. 63, pp. 553–588.
- Lapadu-Hargues, P.* 1945. Sur l'existence et la nature de l'Apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. Géol. de France. (5), XV, pp. 255–310.
- Lien, H.* 1956. En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hattfjelldal. (Hovedoppgave i mineralogi og petrografi 1956 I, ikke publ.) pp. 1–58.
- Miyashiro, A.* 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmoch. Acta 4, pp. 179–208.
- Oxaal, J.* 1910. Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. NGU 53, pp. 1–26.
— 1919. Dunderlandsdalen. NGU 86.
- Ramberg, H.* 1949. The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. Jour. Geol., vol. 57, pp. 18–54.
- Rekstad, J.* 1910. Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. NGU 53, pp. 1–37.
— Hattfjelldalen, beskrivelse til det geologiske generalkart. NGU 124, pp. 1–36.
- Skinner, B. J.* 1956. Physical properties of end-members of the garnet group. Am. Mineral. vol. 41, pp. 428–436.
- Skjeseth, S. & Sørensen, H.* 1953. An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. NGU 184, pp. 154–183.
- Srivamadas, A.* 1957. Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Mineral. vol. 42, pp. 294–298.
- Strand, T.* 1953. Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. NGU 184, pp. 124–141.
— 1955. Sydøstligste Helgelands geologi. NGU 191, pp. 55–70.
— 1956. Se Foslie & Strand.
— 1958. Greenschists from the south-eastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. NGU 203, pp. 112–128.
— 1960. The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation; Geology of Norway, edit. Holtedahl, O., NGU 208, pp. 170–284.
- Sturt, B. A.* 1962. The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. Jour. Petr. vol. 3, no. 2, pp. 181–191.
- Suhrland, R.* 1861. Geognostiske og geographiske Bemærkninger samlede paa en Reise til Helgeland 1843. Nyt Mag. for Naturvidensk. II Bind, pp. 226–240.
- Thayer, T. P.* 1960. Some Critical Differences between Alpine-Type and Stratiform Peridotite-Gabbro Complexes. XXI. Int. Geol. Cong. Part XII, pp. 247–259.

- Tröger, E.* 1959. Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. Neues Jb. Miner., Abh. bd. 93, pp. 1-44.
- Turner, F. J. & Verhoogen, J.* 1960. Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill, Inc., New York.
- Vogt, Th.* 1927. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. NGU 211, pp. 1-560.
- Walker, Joplin, Lovering and Green* 1960. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the precambrian of north-western Queensland. Jour. Geol. Soc. Australia, Vol 6, part II, pp. 149-178.
- Winchell, A. N. & Winchell, H.* 1951. Elements of Optical Mineralogy, Part II. Descriptions of Minerals, Wiley, New York.
- Winchell, H.* 1958. The composition and physical properties of garnet. Am. Mineral. vol. 43, pp. 595-600.
- Wright, W. I.* 1938. The composition and occurrence of garnets. Am. Mineral. vol. 23, pp. 436-445.