

En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell.

Av

MAGNE GUSTAVSON OG ARNE GRØNHAUG

Innholdsfortegnelse.

Forord. (A.G. og M.G.)	26	8. Ultrabasiske bergarter. (A.G.)	50
I Innledning. (A.G. og M.G.) ..	27	9. Dunittkonglomeratet. (A.G.)	51
II Berggrunnen. (M.G.)	27	10. Pegmatitter. (A.G.)	51
1. Glimmergneisene og glim- merskifrene. (M.G.)	28	11. Aldersforholdet mellom eruptivene. (M.G.)	53
2. Lyse, granodiorittiske gneiser. (M.G.)	34	12. Kataklastiske bergarter. (A.G.)	53
3. Kalkmarmorene (M.G.) ..	37	13. Metamorfofen. (A.G.) ..	55
4. Reaksjonsskarn. (M.G.) ..	39	14. Strukturgeologi. (A.G.) ..	57
5. Kvartsitter. (A.G.)	41	III Kvartærgeologi (A.G.)	64
6. Amfibolitter. (M.G.)	41	IV Summary. (A.G. og M.G.) ..	67
7. Trondhemitt og grano- dioritt. (M.G.)	47	Litteraturliste	73

(A. G.) = Arne Grønhaug,

(M. G.) = Magne Gustavson.

Forord.

For Norges geologiske undersøkelses regning utførte vi somrene 1957—58 geologisk kartlegging på den nordvestlige del av kartbladet Børgfjell. Etter avtale med daværende direktør S. Føyn fikk vi benytte det innsamlede materiale samt stillet tynnslip til disposisjon under bearbeidelsen. Vi takker direktør S. Føyn og direktør H. Bjørlykke for dette. Vi vil også takke prof. T. Strand for veiledning og for kritikk av våre hovedoppgaver som dette arbeide er et utdrag av.

Institutt for Geologi, Blindern, desember 1959.

Arne Grønhaug

Magne Gustavson

I. Innledning.

Det undersøkte område ligger i den sydlige del av Nordland fylke, og utgjør det nordvestlige hjørne av kartblad Børgfjell (J. 19). Se kartet Pl. 1. Mot vest og nord begrenses området av kartbladgrensene. I øst strekker området seg til utgående av det store skyveplanet omtrent langs meridianen $3^{\circ} 10'$ øst for Oslo (Strand, 1953). I syd er området begrenset av en linje øst-vest midt over Majavatn. Den nordligste halvdel av området er undersøkt av Gustavson, den sydligste av Grønhaug.

R. Suhrland besøkte Fiplingdalen og Tomasvatn i 1843 (Suhrland, 1861). Han var mest interessert i å samle geografiske data, men målte også glimmergneisenes strøk og fall.

I 1872 gjorde Hauan en reise østover fra Tomasvatn, beskrevet i hans dagbok som befinner seg i NGU's arkiv. Han kom til det resultat at berggrunnen ved Tomasvatn måtte være av grunnfjellsalder.

En geologisk oversiktskartlegging av det sydlige Nordland ble utført i 1907—1908 av G. Holmsen og J. Oxaal. Denne kartlegging ble fullført i 1919 av Rekstad som i 1924 utga kartbladet Hatfjelldal med beskrivelse (Rekstad, 1924).

Statsgeolog S. Foslie har kartlagt den sydligste halvpart av kartblad Børgfjell. Foslies kart ble utgitt med beskrivelse av prof. T. Strand (Foslie & Strand, 1956). Etter forslag fra prof. Strand fikk vi i oppdrag for NGU å kartlegge Børgfjellbladets nordvestre del.

Formålet med dette arbeid har således vært å få et mer detaljert kjennskap til berggrunnen og løsavsetningene enn det som fremgår av Rekstads oversiktskart.

Videre har formålet vært å beskrive bergartstypene og deres mineraler, beskrive og tolke den tektoniske deformasjon i området, og å bestemme metamorfosens art og grad. Bergartenes opprinnelse er diskutert. En liten oversikt over de kvartærgeologiske avsetninger er tatt med.

II. Berggrunnen.

Berggrunnen i det undersøkte området består av høymetamorfe bergarter, dels av bergarter av sedimentær opprinnelse, og dels av kaledonske eruptivbergarter, sure og basiske. De sedimentære bergarter utgjøres av kalkmarmor, kalksilikatskifer og glimmergneiser og finnes over hele det kartlagte område. De kaledonske eruptiver er først

og fremst trondhjemitte og granodioritter, disse finnes i et stort massiv i Simskarvfjell og Måsskarvfjell i den østlige del, dessuten som gangbergarter i vestligere strøk. De basiske eruptiver er representert ved dunitter som er delvis omvandlet til serpentinit, amfibolitter, finnes også hyppig. Serpentinitene er i opptreden begrenset til den østligste del av området, mens amfibolittene derimot er utbredt over det hele. De fleste amfibolitter er imidlertid for små til å komme med på kartet.

Foruten de omvandlede sedimentære og eruptive bergarter finnes lyse, granodiorittiske gneiser av usikker opprinnelse.

Området er bygget opp av to dekker med forskjellig tektonisk bygning og petrografisk karakter. Forekomsten av kvartsitter, dunitter og dunittkonglomerat i Kvigtinddekket gjør det rimelig å parallellisere bergartene her med Rørvik-avdelingen i det lavmetamorfe strøk i øst (Foslie & Strand, 1956). Rørvik-avdelingen er igjen parallellisert med Støren-gruppen i Trondhjemsfeltet og er antagelig av tidlig ordovicisk alder (Strand, 1958). Om alderen av bergartene i Seterfjelldekket kan ingenting sikkert sies. Det østligste og underliggende Kvigtind-dekke har en noe lavere metamorfose- og feltspatiseringsgrad enn det overliggende Seterfjelldekke i vest. Grensen mellom disse to dekker går i østkråningen av Seterfjellet. Det undre dekke ligger med skarp tektonisk grense på de lavmetamorfe skifre i Limingserien i øst (T. Strand, 1953, 1955, 1956). Metamorfosen, skyvningene og mangelen på gode ledehorisonter i glimmergneisene gjør en klarleggelse av stratigrafien umulig. Det er for eksempel uklart om de kjemiske variasjoner tilsvarer forskjellige lag i en mektig lagpakke.

1. *Glimmergneisene og glimmerskifrene.*

Denne gruppe av bergarter omfatter biotittgneis, biotitt-hornblende-gneis, biotitt-muskovitt-gneis, granatporfyroblast-gneis, stauro-litt-distenførende gneis, plagioklasporfyroblast-gneis etc. Felles for alle typer er et ganske høyt innhold av glimmer, først og fremst biotitt, men også av og til endel muskovitt. Plagioklasinnholdet er også som regel høyt i det vestlige Seterfjelldekke, i Kvigtinddekket er plagioklasinnholdet i gneisene lavere og her finnes også vanlige glimmerskifre. I felt skilles disse bergarter fra de granodiorittiske gneiser ved sin mørkere farge og utpregede planskiffrighet. Glimmergneisene har også tallrike innleiringer av små og store kalkstensbenker, noe som sjelden finnes i de granodiorittiske gneiser.

Mineralogisk skiller glimmergneisene seg fra de granodiorittiske gneiser ved et høyere innhold av glimmer og andre fargede mineraler, lavere kvartsinnhold, og fremfor alt ved at mikroklin mangler. Alt kalium er i glimmergneisene bundet i glimmere.

Ved et raskt blick på kartet vil man se at glimmergneisene finnes utbredt over hele området. Som nevnt varierer typene meget, men har oftest for liten mektighet til at de kan skilles ut på kartet i 1:50 000 målestokk. Selv om det er stor variasjon i det små, er det likevel visse generelle trekk som kan påpekes: I det vestligste området ved Holmvasselv er glimmergneisene mer kalkbetonte enn i de østligere strøk. Hornblende og epidot er vanlige mineraler, slik at man tildels kan snakke om kalksilikatbergarter. Slike typer veksler med vanlige biotitt-skifre. Kommer man så til området øst for gneisen i Kappfjellet blir de kalkrike typene sjeldne og erstattes her av Al-rike bergarter med muskovitt og av og til disten og staurolitt som karakteristiske bestanddeler. I de aller østligste områder opptrer kvartsrike skifre og enkelte kvartsitter sammen med muskovitt-biotitt-skifre. I området ved Rørskarakslen er bergarten en kvarts-muskovitt-biotitt-skifer som er nesten fri for plagioklas. Den vanligste typen i glimmergneisene sett under ett er en biotitt-plagioklasbergart som finnes over store deler av området. De forskjellige bergartstyper i glimmergneis-komplekset skal så kort omtales:

a) *Biotitt-plagioklas-gneis.*

En mørk biotittrik gneis med utpreget planskifrihet er den hyppigst forekommende type i glimmergneisene. Den er fin- til middelskornet med opptil 2—3 mm store biotittflak. Kvartslameller på et par mm's bredde parallelt med skifrihetsflatene er et karakteristisk trekk ved denne bergarten. Mineralselskapet er meget enkelt med kvarts, biotitt og plagioklas som dominerende bestanddeler. Tellingene av tynnslip ga følgende gjennomsnitt (3 slip, 500 punkter i hvert):

T a b e l l 1.

Kvarts	20 %
Plagioklas	30 »
Biotitt	47 »
Andre min.	3 »
Sum	100 %

Aksessorisk opptrer muskovitt, hornblende, turmalin, apatitt, zirkon, granat, ertser samt litt sekundær kloritt. Hovedmineralene har disse egenskaper:

Biotitt. Pleokroisme: Z: grønnlig brun, X: gul. Inneslutninger av zirkon med pleokroittisk halo. $N_z = (1.617 \pm 0.003)$, FeO:MgO er ca. 1:2 (Tröger, 1956).

Plagioklas. Som regel frisk og uomvandlet. Uregelmessige korn. Sammensetningen tilsvarer alltid en andesin, med $An_{40} Ab_{60}$ som den mest basiske. En svak og uregelmessig sonarbygning er vanlig. Inneslutninger av biotitt, kvarts og epidot.

Kvarts. Har oftest sterkt undulerende utslukning.

Zirkon synes å være en fast bibestanddel i denne bergarten.

b) *Kalksilikat-glimmergneis.*

Med stigende kalkgehalt i gneisene vil forskjellige kalkholdige mineraler opptre i tillegg til biotitt og plagioklas. Ofte er disse kalkrikere bergartene utviklet som porfyroblastskifre med store plagioklas-individer. Særlig er slike hornblende og epidotførende skifre eller gneiser vanlig i feltets vestligste deler. Som eksempel føres opp mineral-sammensetningen av en slik bergart fra strøket ved Holmvasselv:

T a b e l l 2.

Kvarts	21 %
Plagioklas	23 »
Biotitt	36 »
Hornblende	15 »
Epidot	5 »
Sum	100 %

Aksessorier er titanitt, apatitt og zirkon.

Plagioklas. Av samme type som i biotitt-plagioklas-gneisen. Sammensetningen er vanligvis omkring $An_{35} Ab_{65}$. Frisk og uomvandlet.

Epidot. Har ofte krystallomriss. Basisspalteriss godt utviklet. Fargeløs eller svakt gulfarget klinozoisitt er vanligst. $Z/a = 23^\circ - 25^\circ$. Sterkere fargede korn kan ha $Z/a = 29^\circ$, tilsvarende ca. 30 mol % av jernkomponenten. Rund ortittkjerne er vanlig. Tvillinger i ortitten fortsetter ofte i epidotskallet. Ortitten er oftest nesten helt isotrop.

Biotitt. Pleokroisme: Z: rødlig eller grønnlig brun X: lysegul.

$N_z = (1.623 \pm 0.003 (\div) 2$ V liten. Tilsvarende $\text{FeO}:\text{MgO}$ ca. 2:3. (Tröger 1956). Inneslutninger av epidot og zirkon.

Hornblende. Langprismatisk. Ofte sammenvokset med biotitt. Pleokroisme: Z: blågrønn, Y: grønn, X: lys brunlig eller gullig grønn. $Z/c = 21^\circ$, $2V_x = (78 \pm 3)^\circ$, $N_z = (1.672 \pm 0.002)$.

Kvarts. Undulerende utslukning.

Titanitt. Dråpeformede korn. Tydelig pleokroisme: lysbrunt til gult.

Aldersrekkefølgen mellom mineralene er klar: apatitt, epidot, titanitt, biotitt, hornblende, andesin.

c) *Glimmergneis med granatporfyroblaster.*

Bergarter med granater som en hovedbestanddel finnes i Holmvassåsen, Kappfjellet og litt vest for Øvre Fiplingvatn. Det dreier seg om tynne soner med under 10 m mektighet. Disse gneisene har foruten granat også biotitt, plagioklas, og kvarts som hovedbestanddeler, dessuten finnes gjerne noe muskovitt. De skiller seg altså fra de ordinære biotitt-plagioklasskifer ved å ha mer Fe, Mg og Al enn det som kan bindes i biotitten, eller man kan si at de har et underskudd på kalium sammenlignet med biotitt-plagioklasgneisene.

d) *Staurolitt- og distenførende glimmerskifer.*

Et enda større overskudd på Al, Fe og Mg enn de granatførende gneiser har en disten- og staurolittførende glimmergneis som opptrer i nær tilknytning til den granatrike skifer i Kappfjellet. Bergarten fører foruten disten og staurolitt også almandin, muskovitt, biotitt, plagioklas og kvarts. Utbredelsen av denne bergarten synes å være nokså liten. Det ser ut til at almandin og muskovitt oftest erstatter disten og staurolitt som Al-mineraler. I slip viser disse mineralene interessante forhold:

Disten. Noen få nåler er synlige i håndstykke, de fleste individer er bare synlig med mikroskop. Elongasjon etter c-aksen. Utslukning Z/c på (100) er ca. 28° , på (010) ca. 7° . Spalteriss godt utviklet, særlig etter (001). Tvillinger etter 100 er funnet et par steder. Nålene er langs randen omvandlet til et aggregat av finskjellet muskovitt, spesielt hvor distenen har ligget i kontakt med biotitt. Noen steder er det bare et aggregat av muskovitt og biotitt tilbake av distenen. Almandin opptrer i forbindelse med muskovitt-biotitt-aggregatene.

Staurolitt. Uregelmessige korn med kvartsinneslutninger. Viser ingen omvandlingstegn.

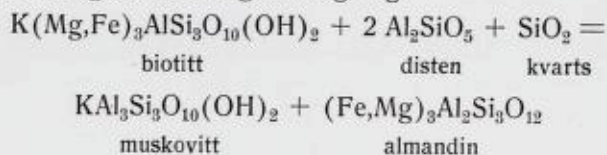
Almandin. Ordinær. Opptrer oftest sammen med muskovitt-biotitt-aggregatene, dette tyder på en genetisk sammenheng.

Muskovitt. Finnes bare i de nevnte aggregater oppstått ved en reaksjon mellom disten og biotitt.

Biotitt. Pleokroisme: Z: Rødlig brun, X: gul. Den sterke rødlige farge skyldes antagelig et høyt Ti-innhold, da bergarten er rik på rutilkorn.

Plagioklas. Sammensetning ca. $An_{35}Ab_{55}$.

Parageneser med både disten, staurolitt og almandin har av Th. Vogt (1927) og Eskola (1939) blitt forklart som et utslag av kjemisk ulikevekt i bergarten. Ramberg (1943) derimot forklarer det ved hjelp av staurolittens og granatens forskjellige evne til å ta opp MgO isteden for FeO i gitteret. I vårt tilfelle er staurolitten tilsynelatende helt stabil og har ikke deltatt i noen reaksjoner. Derimot er det utvilsomt at biotitt og disten har reagert etter følgende ligning:



Dette fremgår av muskovittranden rundt disten-nålene og den nære sammenheng mellom muskovitt og almandin. Det er likeledes helt klart at reaksjonen har stoppet opp uten at biotitt eller disten er oppbrukt. Det er derfor mest sannsynlig at paragenesen er et uttrykk for kjemisk ulikevekt i vårt tilfelle. Ifølge Th. Vogt (1927) er staurolitt stabil ved noe lavere temperatur enn disten, mens Barth har hevdet at bergartens H₂O-innhold er avgjørende for hvilket mineral som skal dannes da staurolitten er vannholdig i motsetning til disten. Muligens er begge oppfatninger riktige, da jo bergartens H₂O-innhold vanligvis avtar ved økende temperatur. At distenen er blitt ustabil og har begynt å reagere med biotitt, mens staurolitten er tilsynelatende helt stabil kan derfor i vårt tilfelle best forklares ved at reaksjonen, biotitt + disten + kvarts = muskovitt + almandin, har foregått ved tilbakeskridende metamorfose. Dette gir også en rimelig forklaring på at reaksjonen ikke har gått fullstendig. Reaksjonshastigheten ved tilbakeskridende metamorfose synes ofte å være langt mindre enn ved stigende metamorfose, og det er derfor større sannsynlighet for at en reaksjon skal stoppe opp

ved en tilbakeskridende enn ved en stigende metamorfose. Det er således grunn til å tro at venstre side av ovenstående ligning er høytemperatursiden.

e) *Muskovittrik skifer.*

Øst for Rørskarakselen går glimmergneisen over i glimmerskifer. Denne er finkornet og har en utpreget kruskløv. Plagioklas (oligoklas) finnes i små mengder, og skiferen er rikere på muskovitt enn glimmergneisene. Foruten muskovitt inneholder skiferen biotitt og store mengder kvarts. Klorittpseudomorfoser etter granat er vanlig. Denne skiferen har derfor en lavere metamorfose- og feltspatiseringsgrad enn glimmergneisene som finnes vest for Seterfjellets skyvegrense.

Glimmergneisenes dannelse.

Ser vi på de beskrevne glimmergneiser under ett, er det naturlig å tolke dem alle som geosynklinale sedimenter som senere har gjennomgått en sterk regionalmetamorfose. Det er en ganske stor variasjon i den kjemiske karakter som må være av primær art. Dette fremgår av at de forskjellige typer har en lagvis opptreden som må tolkes som variasjoner i det sedimenterte materiale fra tid til annen. Det høye natriuminnhold er imidlertid ikke lett å forklare som et sedimentært trekk hvis vi forutsetter en normal forvitring. Plagioklasrike pegmatittiske slirer i gneisene kunne tyde på at Na og Ca er tilført. Glimmerskiferen i det østlige område (Kvigtind-dekket) er fattig på Na og Ca slik som pelittiske sedimenter oftest er. Det er imidlertid ikke mulig å finne noe avgjørende bevis for at glimmergneisene har hatt en tilsvarende sammensetning. En metasomatisk dannelsesmåte for glimmergneisene i Sel og Vågå er foreslått av Strand (1951). Han diskuterer også muligheten for at slike glimmer-plagioklasgneiser kan dannes ved metamorfose av gråvacker eller kalkholdige fylliter. Imidlertid kan man ikke ta det for gitt at sedimentet har gjennomgått en normal forvitring, det kan primært ha hatt en høy natrium- og kalsiumgehalt. Det kan i denne forbindelse nevnes at det i Grongfeltet finnes kalksandstener med store mengder albitt og epidot som ved en økende metamorfose ville gi en bergart av omtrent samme sammensetning som glimmergneisene. Men slike sedimenter har imidlertid neppe stor regional utbredelse. Sammenligner man de mest utbredte geosynklinalsedimenter med de mest utbredte paragneiser i fjellkjeder, får man et indium på at Na og Ca er tilført.

2. Lyse, granodiorittiske gneiser.

Disse bergarter finnes bare i den vestlige del av området og dominerer her i tre større felter:

1. Strøket Svenningsvatn—Majavatn.
2. I Kappfjellet.
3. Vest for Holmvasselv.

Det største av disse gneisfelter utgjør fjellgrunnen omkring vannene Svenningsvatn—Kjerringvatn—Sefrivatn—Majavatn, likeledes langs riksveien og Nordlandsbanen hvor bergarten kan studeres i en rekke gode skjæringer. Hovedmassen av denne gneisen er en grå, middelskornet bergart med godt synlige kvarts- og feltspatkorn, og 2—3 mm lange biotittflak. Biotitten gir bergarten en i felt lett synlig skifrig struktur. I strøket ved Sefrivatn og sydover er gneisen ofte mer fin-kornet og svakt rødlig farget. Unntaksvis, som på Dunfjell, finnes større mikroklinporfyroblaster. Gneisen inneholder en god del amfibolittiske linser av liten størrelse, lengden er gjerne noen få meter. Av og til kan man iakttå at disse basiske partiene har hatt en større lengde-utstrekning, idet flere linser ligger på rad etter hverandre, og tydeligvis representerer avslitte ganger eller lag. Linsene er i slike tilfelle oftest skarpkantet og oppsprukket i endene, mens kvarts-feltspatmateriale fyller sprekkene og mellomrommene. Unntaksvis finnes tynne marmorlag i gneisen, særlig i grenseområdene, men stort sett er marmorlagene begrenset til glimmergneisområdene. Pegmatitt- og kvartsårer forekommer rikelig i denne gneisen, de vil bli omtalt særskilt. Gneisen ved Kjerringvatn i vest er av en utpreget båndet karakter. Båndingen består i variasjoner av biotittinnholdet som gir avvekslende lyse og mørke lag som kan være fra noen mm til 8—10 cm bredde. Båndene er ved overgangen til den homogene gneis lite utholdende, man har her mer inntrykk av at kvartsfeltspatrikt materiale går som lange fliker inn i mer glimmerrik bergart. Vestover går den båndete gneis over i mer hornblendeholdige bergarter som til dels er utviklet som øyegneis og som har innleirede kalkstenslag med breksjer. I øst grenser den granodiorittiske gneis til et kalk-amfibolitt-kompleks. Grensen markeres ved at tynne kalkbenker begynner å opptre i gneisen, og kalk og amfibolittiske bergarter blir så etter hvert dominerende mot øst.

Den granodiorittiske gneis i Kappfjellet viser forhold som er helt analoge til gneisen ved Kjerringvatn både mineralogisk og hva grenseforholdene angår. Dette gneisfeltet kiler ut mot syd ved at gneisen danner en antiklinal med akse som faller mot syd.

Vest for Holmvasselv finnes en grå mikroklinførende gneis som av og til er svært lik de foran nevnte gneiser, men den er ofte utviklet som øyegneis med plagioklasporfyroblaster på opptil 2—3 cm størrelse. Grenseforholdene er som ved de to foran nevnte gneisområder.

Mineralogisk er de granodiorittiske gneiser karakterisert ved å ha kvarts, plagioklas, mikroklin og biotitt som hovedmineraler. Aksessorisk finnes: epidot, titanitt, hornblende, kalkspat, muskovitt, ortitt, granat, zirkon, apatitt, svovelkis og kobberkis. Kloritt finnes som sekundært omdannelsesprodukt av biotitt. For å få et bedre inntrykk av mineralenes innbyrdes mengdeforhold er mineralene tellet i slip ved hjelp av point-counter (Tab. 3). Hver modalanalyse er gjennomsnitt av 2—4 tellinger av slip, 500 punkter i hvert. De mest typiske slip er valgt for hver bergart.

Tabell 3.

	1. Kjerringvatn	2. Kappfjell	3. Vest for Holmvasselv
Kvarts	27 %	36 %	45 %
Plag.	30 %	37 %	20 %
Mikr.	20 %	15 %	13 %
Biotitt	19 %	11 %	11 %
Epidot	4 %	1 %	1 %
	100 %	100 %	100 %

Det må understrekes at forholdet mellom hovedmineralene varierer sterkt, særlig i den sydlige del av gneisområdet ved Sefrivatn og Kjerringvatn. Den kjemiske sammensetning må antas å variere tilsvarende. Et inntrykk av den kjemiske sammensetning gir følgende analyse av en rødlig finkornet prøve fra Sefrivatn.

Kvarts. Undulerende utslukning. Uten inneslutninger.

Plagioklas. Uregelmessige korn. Serisittisert. Inneslutninger av epidot ikke påvist. Sammensetninger fra 8—23 % anortitt er funnet; de sureste i mikroklinrike prøver. En svak uregelmessig sonarbygning

T a b e l l 4.

Vekt %		Mode (mol. %)	
SiO ₂	70.25		
TiO ₂	0.50		
Al ₂ O ₃	16.16	Mikroklin	21.7
Fe ₂ O ₃	0.31	Plagioklas An ₃	43 %
FeO	0.42		
MgO	0.85	Kvarts	23.5
CaO	1.25	Muskovitt	5.5
Na ₂ O	4.43	Biotitt	4.0
K ₂ O	4.36	Titanitt	1.8
P ₂ O ₅	0.10	Apatitt	0.3
H ₂ O(+)	0.50	Hematitt	0.2
H ₂ O(-)	0.12		
Sum:	99.42		100.0

Fargeindeks 11.8.

Analysert av Arne Grønhaug.

kan av og til sees. Myrmekitt er vanlig hvor plagioklasen grenser til mikroklin.

Mikroklin. Tvillinggitter ikke alltid utviklet. Flekk- og årepertitter forekommer. Inneslutninger av biotitt, epidot og plagioklas. Plagioklas-inneslutninger i optisk kontinuitet med plagioklasen utenfor mikroklin-individene er iaktatt. $X/(010) \cong (16 \pm 1)^\circ$.

Biotitt. Parallellordnet. Pleokroisme med brun absorpsjonsfarge i Z-retningen, lys gul i X, av og til mer grønnlig eller rødlig brun i Z. Tallrike inneslutninger av små runde zirkonkorn som omgir seg med en kraftig pleokroitisk halo. Epidot er også vanlig inneslutning.

Epidot. Gul med svak pleokroisme. Innesluttet i andre mineraler, særlig biotitt.

Dannelsen av de granodiorittiske gneiser.

Gneisene i de tre omtalte områder har så mange fellestrekk at de må ha en felles opprinnelse. Av grenseforholdene og av forholdet til de innesluttede amfibolitter er det lett å slutte at gneisdannelsen er en yngre prosess enn dannelsen av amfibolitt- og skifer-bergartene.

Grenseforholdene gjør det vanskelig å akseptere en magmatisk-intrusiv dannelsesmåte for de granodiorittiske gneiser slik som Rekstad

(1924) hevder. Det forhold at kalkbenker og skifre ved grensen ligger med uforstyrret strøkretning taler mot en slik forklaring. Gneisene må uten tvil ha en suprakrustal opprinnelse. Det er meget som tyder på at vi har med opprinnelige sedimenter å gjøre: Veksellagringen med sikre sedimenter og det høye kvartsinnhold er sterke indisier på dette. Båndingen i den vestlige del av gneisen ved Kjerringvatn kan tydes som en primær, sedimentær bånding. Dessuten har biotitten de samme runde zirkoninneslutninger som Ramberg (1943) påviste som et viktig kjenne-tegn ved sedimentene på Fosnahalvøya. Imidlertid er det meget som tyder på at gneisene ikke er dannet ved en ren rekrystallisasjon, men at det har foregått en kali-metasomatose med forandring av den opprinnelige kjemiske sammensetning. Mikroklininnholdet viser meget stor variasjon, og er særlig anrikt nær bruddsoner i berggrunnen. I slip ser man hyppig at mikroklinen er iferd med å fortrenge plagioklasen. Myrmekittfeltspat finnes ofte på grensen mellom mikroklin og plagioklas. Rundt enkelte av amfibolittene i gneisen er det en mørk, biotittrik sone som er dannet ved at hornblenden har gått over til biotitt og epidot under kalitilførsel. Det er tydelig at mikroklin er det yngste mineral i gneisen, idet den har inneslutninger av de øvrige mineraler.

En mulig forklaring er at de granodiorittiske gneiser er oppstått av grå, finkornete kvarts-oligoklas-bergarter som finnes i konforme soner i glimmergneisene. Denne bergart kan muligens være oppstått av keratofyrer ved CaO-metasomatose parallellt med dannelsen av glimmergneisene. Ved å erstatte 10—20 % oligoklas med mikroklin kommer man over til granodiorittisk sammensetning. Under granittiseringens første stadium vil CaO, MgO, FeO og Al_2O_3 tilføres, mens innholdet av de samme grunnstoffer vil minke under det annet stadium (Reynolds 1946).

3. *Kalkmarmorene.*

Metamorfe kalkstener er meget vanlige i det kartlagte område. Av større marmorsoner kan nevnes (fra vest mot øst):

- a) Holmvassmarmoren
- b) Marmorene i Kappfjellet
- c) Fiplingmarmorene
- d) Marmorene i Seterfjellet
- e) Sløskarmarmoren
- f) Biseggmarmoren.

I tillegg til disse finnes tallrike marmorbenker av mindre mektighet i glimmergneisene. Mektigheten for de større marmorsoner kan gå opp i flere hundre meter, men veksler langs strøket. Stort sett er marmorene meget utholdende, og der mindre benker kiler ut, kan utkilingen ofte sees å være av tektonisk art.

Marmorenes vanlige sidebergarter er glimmergneiser og amfibolitter, disse bergartene finnes også hyppig innleiret i marmoren. Som oftest er også selve marmoren uren med atskillig silikatmateriale. Det vanligste av disse silikatene vil bli beskrevet under kapitlet «Reaksjonsskarn».

Som oftest er marmorene kalkmarmorert med lite eller ingen dolomitt, men unntaksvis, som i Fiplingmarmoren, finnes dolomitt i avslitte lag (boudins).

En marmor fra Kappfjellet som antagelig er nokså typisk for marmorene i området er analysert kjemisk. Denne marmoren er en mindre bank som ligger innleiret i de sedimentogene amfibolitter i Kappfjellet (Analyse tab. 5).

T a b e l l 5.

CaO	50.35 vekt %
MgO	2.84 »
SiO ₂	1.74 »
Fe ₂ O ₃	0.45 »
Al ₂ O ₃	0.78 »
Na ₂ O	0.79 »
K ₂ O	0.03 »
CO ₂	43.33 »

Sum

100.31 vekt %

CaCO₃

89.87 vekt %

MgCO₃

6.65 »

Uopløst

3.48 »

Sum

100 vekt %

Anal.: Magne Gustavson.

Dolomitt er ikke funnet i denne marmoren, men det er ikke lett grundig nok til at man kan anta at alt MgCO₃ går inn i kalkspaten.

4. Reaksjonsskarn.

Ved grensen mellom kalksten og silikatbergart og i de mer urene kalkstener har det foregått reaksjoner som er av en viss interesse. Reaksjonsmineralene finnes på følgende måter:

1. Som spredte mineralkorn i selve marmoren.
2. Som en reaksjonssone i grensen kalksten-silikatbergart.
3. Som uregelmessige linser og lag i marmoren.

Reaksjonssonen ved kalkstenens grenser er gjerne fra noen millimeter til noen få centimeter tykk, neppe over 8—10 cm. De uregelmessige partier med reaksjonsmineraler inne i marmoren går sjelden over et par desimeters tykkelse og en meters lengde. Hornblende og pyroksen gir gjerne skarnet en grønn eller grønnsort farge. Følgende mineraler er vanlige i marmoren og i grensesonen mot sidebergartene:

Diopsid	Skapolitt
Klinozoisitt	Flogopitt
Epidot	Mikroklin
Titanitt	Plagioklas
Hornblende	Kvarts
Tremolitt	Ertser.

Alle disse er funnet i kontakt med kalkspat. Biotitt finnes i reaksjonssonen, men er i kontakt med kalkspat omvandlet til hornblende.

Mineralbeskrivelse:

Tremolitt. Vanlig i selve marmoren som lange fargeløse nåler. $N^x = 1.630$, $Z/c = 16^\circ$. Dette svarer til en nesten jernfri aktinolit.

Hornblende. Denne finnes rikelig i reaksjonssonen, men erstattes i selve marmoren av diopsid eller tremolitt. Et typisk trekk ved hornblendens i skarnet er at egenfargen i slip varierer innen ett og samme korn. Ofte er absorpsjonsfargen i Z-retningen litt sterkere i kjernen enn i randen av kornene. Pleokroisme. Z: blålig grønn. Y: grønn eller blålig grønn. X: gul eller nesten fargeløs.

$$(\div) 2V = (78 \pm 3)^\circ N^x = (1.672 \pm 0.002), Z/c = \text{ca. } 20^\circ.$$

Diopsid. Denne finnes i selve marmoren og ved grensen til silikatbergarten. Den mangler imidlertid i reaksjonssonen hvor det ikke er

rikelig med kalkspat. Det er alltid rikelig kvarts i de diopsidførende marmor. Makroskopisk er diopsiden lys grønn, i slip fargeløs eller svakt grønnlig

$$N_z = (1.700 \pm 0.003)$$

$$N_x = (1.673 \pm 0.003)$$

Dobbeltbrytning: 0.027.

Utslukning Z/c: 39—41°.

(+) 2V: (58 ± 2)°.

Klinozoisitt og epidot. Opptrer i skarnet som uregelmessige korn og danner en matrix for de øvrige reaksjonsmineralene. Ofte er det tydelig at epidot er dannet ved en omvandling av en plagioklas som er blitt ustabil i kontakt med kalkspat.

Skapolitt. Som spredte korn i enkelte marmor. Etter den høye dobbeltbrytning sannsynligvis en basisk karbonatskapolitt.

Titanitt. Titanittmengden øker inn mot kalken samtidig med at biotitten går over til hornblende.

Plagioklas. Et anortittinnhold på 8—10 mol % er vanlig i kontakt med kalkspat. I reaksjonssonen er målt anortittinnhold på opptil 58 mol %. Ujevn sonarbygning enkelte steder.

Mikroklin. Finnes ganske rikelig i marmorene ved grensen til de granodiorittiske gneiser.

Kvarts. Alltid stabil i kontakt med kalkspat.

Av de mange reaksjoner som har ført til dannelsen av skarnet skal bare omtales et par:

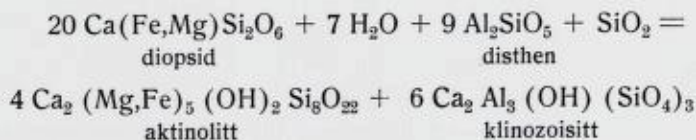
Forholdet mellom tremolitt og diopsid er interessant. Tremolitt er stabil ved lavere temperatur enn diopsiden. Ved en høyere temperatur vil tremolitt kunne reagere med kalkspat og gi diopsid. Denne reaksjon krever kiselsyre. Det er derfor interessant å legge merke til at de diopsidførende marmor alltid har fri kvarts, mens de tremolittførende har lite eller ingen kvarts. Derfor kan det være grunn til å tro at diopsiden vanligvis er dannet på ovenstående måte og at diopsidens dannelses-temperatur i de fleste tilfelle er nådd selv om tremolitt opptrer i mange av marmorene. Samme forhold er iaktatt av Ramberg (1943).

Biotitten har i kalkspatkontakten gått over til hornblende. Det frigjorte kalcium går enten inn i nydannet mikroklin eller føres vekk i oppløsninger. Samtidig med hornblendedannelsen utskilles titanitt som

ofte finnes innesluttet i hornblendene. Det vesentlige av dette titan skriver seg antagelig fra biotitt som jo kan inneholde betydelige mengder TiO_2 .

5. Kvartsitter.

Kvartsittlag av mindre mektighet finnes på Rørskarakselen, Gaksfjell, Krokfjell, Seterfjell og nordøst for Tomasvatn. Bergartene er oftest tykkbenkete og ganske hvite. Rørskarakselens kvartsitt er den mektigste. Den har en maksimal mektighet på ca. 50 m. Den har avslitte, linseformete, opp til 5 cm tykke lag av ganske ren grafitt. Dessuten har den mørke striper og bånd rike på diopsid, aktinolit, epidot, titanitt og ilmenitt. Diopsiden har en randsone av aktinolit og klinoisitt. Dannelsen av randsonen kan ha foregått etter ligningen:



Reaksjonen er i så tilfelle drevet så langt til høyre som Al_2O_3 -innholdet rekker.

6. Amfibolitter.

Som amfibolitter regnes her bergarter med hornblende og plagioklas som hovedminerale, tilsammen utgjør disse alltid over 50 % av mineralene i de bergarter som her omtales. Bortsett fra ett tilfelle hvor amfibolitten tydelig skjærer gjennom den tilgrensende glimmergneisen er amfibolittene konkordante med sidebergarten. De har ofte en langstrakt linseform. I det vestlige området har amfibolittene en ganske tydelig skifrihet, i øst er de mer masseformige. Hornblendene er også noe forskjellige i de østlige og de vestlige amfibolitter. De vil derfor bli omtalt hver for seg:

6. Amfibolitter.

Tallrike linser av masseformig amfibolitt finnes i disse strøkene. De kan også anta betydelige dimensjoner. I vestsiden av Seterfjellet finnes en ca. 100 m mektig sone av amfibolitt, lengdeutstrekningen av denne er ukjent. Disse amfibolittene er middels- til grovkornige, av og

til har de hornblendenåler og plagioklaskorn på opp til 0,5 cm. lengde. Mineralogisk er disse amfibolittene enkle, med hovedsakelig hornblende og plagioklas, i mindre mengder finnes pyroksen, granat, epidot, titanitt, biotitt og kvarts.

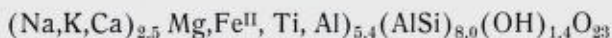
Hornblende. Makroskopisk mørk grønnlig, i slip har den ofte brune eller brungrønne farger. I mange tilfelle er det ingen tvil om at hornblenden er en uralitt, pyroksenens krystallomriss er ofte bevart, av og til finnes også en kjerne av pyroksen i hornblenden. Hornblenden er oftest kortprismatisk i disse amfibolittene. Tvillinger etter (100) er ganske vanlige. En kjemisk analyse ble utført av en ren brun hornblende fra Bolkskaret (Tab. 6). Analysen ga:

T a b e l l 6.

SiO ₂	44.29 vekt %
TiO ₂	3.52 »
Al ₂ O ₃	16.50 »
Fe ₂ O ₃	0.00 »
FeO	7.00 »
MgO	14.11 »
CaO	10.95 »
Na ₂ O	2.12 »
K ₂ O	1.26 »
H ₂ O (+)	0.45 »
H ₂ O (-)	0.22 »
Sum	100.42 vekt %

Analysert av Magne Gustavson.

Som man ser er denne hornblenden meget rik på Al₂O₃ og TiO₂, mens alt jern foreligger i toverdig form. Det er grunn til å tro at hornblendens brune farge skyldes titaninnholdet. I hornblenden i vestligere strøk av feltet er fargen grønn til blågrønn, der foreligger titanet imidlertid bundet som titanitt som ofte er innesluttet i hornblenden. Det er derfor sannsynlig at den brune hornblende går over til den blågrønne type under utskillelse av en del av sitt titan i form av titanitt. Lignende forhold er beskrevet av Th. Vogt fra Sulitjelma (1927, s. 298). Beregnet med 24 surstoffatomer blir hornblendens formel:



Optisk har hornblenden følgende egenskaper:

Pleokroisme: Z: rødlig brun, Y: brun, X: lysbrun eller gul.

Utslukning Z/c ca. 17°

$N_y = (1.670 \pm 0.003)$

(÷) $2V = \text{ca. } 75^\circ$

Interferensfargene er av 2. orden.

Den vanlige hornblende i disse amfibolittene har ofte en mer grønnlig brunfarge. Lysbrytningen kan være en tanke høyere og utslukningsvinkelen går maksimalt opp i 23° .

Plagioklas. Som oftest er plagioklasen i disse amfibolittene utviklet som jevnstore korn $\frac{1}{2}$ —1 mm størrelse, til dels med krystallflater. I Seterfjell har den en sammensetning på mellom An_{40} og An_{45} , i en prøve er det målt 62 mol % anortitt. Plagioklasen er alltid uomvandlet.

Biotitt. Sterk pleokroisme i rødbrunt til fargeløst. Dette tyder på et høyt titaninnhold.

Svoelkis. I østskråningen av Kvigtind finnes gangformige amfibolitter med kisimpregnasjon.

De øvrige mineraler er av mindre interesse og betydning.

Med sin massive struktur, grovkornighet og homogene sammensetning er det vanskelig å tolke disse amfibolittene som annet enn intrusive gabbroide dyp- eller gang-bergarter. Primært må de ha bestått av vesentlig plagioklas og pyroksen (evt. hornblende). Pyroksenen har senere gått over til hornblende, mens plagioklasen er mindre påvirket av senere prosesser. De ofte pent utviklede plagioklaskrystaller stemmer godt med at de er dannet primært i et magma.

b) *Intrusive amfibolitter i vestligere strøk.*

I strøkene vest for øvre Fiplingvatn finnes også amfibolitter av antatt intrusiv opprinnelse. Ca. 1 km øst for Sefrivatn stasjon finnes en amfibolittlinse på ca. 50×400 m. Av betydning for tolkningen av denne amfibolitten er at det er uregelmessige og gjennomskjærende partier av amfibolitt i glimmergneisen noen få meter fra grensen til amfibolittlinsen. Selve grensen er ikke blottet. Dette må tolkes som apofyser fra amfibolitten. Det er derfor naturlig å tolke denne amfibolitten som intrusiv. De øvrige linseformige amfibolitter i dette området er av samme karakter og må antas å ha en lignende opprinnelse. Sett under ett er disse amfibolittene mer skifrige og også mineralogisk

noe forskjellige fra de intrusive amfibolitter i Seterfjell og østligere strøk.

Hornblenden i disse vestlige amfibolittene er av en litt annen type enn i de intrusive amfibolitter i øst. Derimot synes det ikke å være noen vesentlig forskjell mellom hornblenden i de sedimentogene amfibolitter (se neste avsnitt) og i de intrusive, heller ikke mellom hornblenden i reaksjonsskarnet og i amfibolittene.

Pleokroisme: Z: blågrønn, Y: rent grønn, X: lys gul eller gulbrun.

Pleokroismen er av og til sterkere omkring titanittkorn.

Lysbrytning: $N_z = (1.672 \pm 0.002)$

$N_y = (1.664 \pm 0.002)$

$N_x = (1.655 \pm 0.0002)$

Dobbeltbrytning 0.017

Utslukning Z/c = ca. 20°.

Antagelig inneholder denne hornblende mindre TiO_2 enn den brune hornblende, da titanet i disse amfibolittene synes å gå inn i titanitt som oftest ligger innesluttet i hornblenden. Da TiO_2 hever brytningsindeksen for hornblender (Foslie, 1945), kan dette være grunnen til den noe lavere brytningsindeks i den grønne hornblenden.

Plagioklas. Underordnet i mengde. Av og til litt saussurittisert. Sammensetning omkring An_{83-85} . Tvillinger etter albitt-, periklin- og Karlsbaderloven.

Pyroksen. En monoklin pyroksen forekommer av og til som delvis uralittiserte korn. Svakt grønn i slip. Utslukning Z/c ca. 40°. Antagelig er det en diopsid.

Andre mineraler er *epidot-klinozoisitt*, *granat* og *titanitt*.

c) *Sedimentogene amfibolitter.*

En interessant gruppe bergarter finner man i Kappfjellet øst for gneisområdet ved Kjerringvatn. Amfibolittiske bergarter står her veksellagret med tynne kalkbenker og glimmergneis i en flere hundre meter mektig sone som strekker seg 8—10 kilometer i nord-sydlig retning. Hovedmengden av disse bergarter skiller seg fra de øvrige amfibolitter ved sin store lengdeutstrekning og ved en sterk mineralogisk variasjon tvers på strøket. Man finner diopsidførende amfibolitter, granat-amfibolitter, biotittrike amfibolitter og epidot-amfibolitter. Denne sterke variasjon tvers på strøket, den store lengdeutstrekning og veksellagrin-

gen med sikre sedimenter sammen med en ganske stor kalk- og kvartsrikdom gir disse amfibolittene et sedimentært preg. Det er rimelig å anta at de er dannet ved metamorfose av sedimenter som kan tenkes å være i det alt vesentlige kalkblandet terrigent materiale.

Av lignende opprinnelse kan man også regne de amfibolittiske bånd i Sløskarmarmoren som mineralogisk ligner sterkt på Kappfjellamfibolittene. Vanlige mineraler i disse sedimentogene amfibolitter er: Hornblende, plagioklas (An_{33-35}), epidot-klinozoisitt, diopsid, biotitt, granat, kalkspat, kvarts, titanitt og magnetkis.

Hornblenden er av den blågrønne type i Kappfjellet, og av en mer brungrønn type i Sløskarmarmoren.

$$N_z = (1.675 \pm 0.002), \quad Z/c = (17^\circ \pm 1^\circ), \quad 2V_x = (81 \pm 3)^\circ$$

De øvrige mineraler er som i de intrusive amfibolitter. Spesifikk for de sedimentogene amfibolitter er kalkspat, epidot og kvarts.

d) *Delvis granittiserte amfibolitter.*

I de granodiorittiske gneiser finnes amfibolitter bare i små linser. De har ofte en diffus grense til gneisen. Disse diffuse grenser skyldes at amfibolittene er påvirket av den samme kali-metasomatosen som har virket i gneisene. Den vesentligste mineralogiske forandring som har foregått er at hornblenden ved kalitilførselen har gått over til biotitt og epidot. I slip kan man se at hornblende er «korrodert» og omvandlet til biotitt og epidot som finnes i intim sammenvoksning. Av og til er all hornblende omvandlet og det eneste som er igjen av amfibolitten er et mørkt parti i gneisen som består av biotitt, epidot, plagioklas og kvarts.

Kalsium som frigjøres ved reaksjonen kan enten gå inn i epidot eller i titanitt eller det vekkføres i oppløsninger. For å få et bedre bilde av de forandringer som amfibolitten har undergått, er en omvandlet amfibolitt analysert og sammenlignet med en amfibolitt fra Sulitjelma som har en for amfibolitter normal sammensetning (Tabell 7).

Hvis vi forutsetter at den granittiserte amfibolitt ikke har hatt spesielle kjemiske egenheter, kan man ved å sammenligne analysene slutte at K_2O og TiO_2 må være tilført, mens CaO og MgO er ført vekk ved granittiseringen. Om de øvrige oksyder kan man ikke trekke noen slutninger.

I Granittisert amfibolitt, Kjerringvatn, anal. M. Gustavson.

II Hornblendegabbro, Sulitjelma, (Vøgt 1927, s. 299).

T a b e l l 7.

	I	II
SiO ₂	53.10 vekt %	49.23 vekt %
TiO ₂	3.75 »	0.26 »
Al ₂ O ₃	18.52 »	17.41 »
Fe ₂ O ₃	3.24 »	1.23 »
FeO	5.91 »	5.76 »
MnO	0.17 »	0.08 »
MgO	2.20 »	9.13 »
CaO	7.09 »	12.00 »
Na ₂ O	2.42 »	2.97 »
K ₂ O	3.44 »	0.31 »
P ₂ O ₅	0.22 »	spor
H ₂ O	0.82 »	2.00 »
Sum	100.88 vekt %	100.73 vekt %

CIPW-norm:

	I	II
q	1.7	—
nef	—	2.2
ab	25.2	27.5
or	25.0	2.6
an	35.6	42.5
Σ sal	(87.5)	(74.8)
wo	1.3	5.9
en	2.7	3.6
fs	1.0	2.0
fa	—	4.4
fo	—	7.5
mt	3.3	1.5
il	0.7	0.3
Σ fem	(12.5)	(25.2)
Sum	100.0	100.0

NIGGLI-verdier:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
I	147	30.1	36.2	21.0	12.7	0,48	0.40	÷4
II	105	21.8	43.6	28.1	6.5	0,06	0.74	÷21

Mode-beregninger:

I		II	
Kvarts	12	Labrador($An_{54}Ab_{46}$)	40.5
Oligoklas	50	Hornblende	56.2
Epidot	6	Magnetitt	1.0
Biotitt	29	Ilmenitt	0.3
Titanitt	3	Rutil	0.1
	<hr/>		<hr/>
Sum	100	Sum	98.1

Plagioklasen har albitt- og karlsbodertvillinger og er noe serisittisert. Sammensetning ca. $An_{20}Ab_{80}$.

Amfibolitten øst for Kukulumpen er rik på mikroklin-pegmatittgangene. Nær grensen mot disse er amfibolitten omvandlet til klorittfels med et titanittinnhold på 9.4 ± 1.2 volum %. Bergarten får da et TiO_2 -innhold på 3.5 ± 0.4 vekt %. Plaseres alt dette TiO_2 i hornblenden i en amfibolitt med 50 % hornblende, får denne hornblenden et TiO_2 -innhold på over 5 %. Dette er langt mere TiO_2 enn hva vanlig grønn hornblende kan inneholde. TiO_2 må derfor her ha blitt tilført sammen med det granittiske materiale i gangene. Titansyren har bundet CaO i amfibolitten og falt ut som titanitt.

7. *Trondhemitt og granodioritt.*

a) *Lille Kjukkelenes eruptivmassiv.*

Etter metamorfosegraden hører bergarten til det lavmetamorfe område øst for Kvigtindekket. Tektonisk tilhører den det overskjøvne. Hele massivet er sterkt tektonisk påvirket. Overdekningen gjør det vanskelig å finne oppknusningssonen i vestskråningen av 1. Kjukkelen. Bergarten viser økende grad av kataklase og økende mengde av kvartsslirer nedover mot det overdekkete område. Noen steder finnes flak av grønn skifer på overflaten av eruptiven.

I sammensetning er bergarten granodiorittisk. Mikroklin utgjør anslagsvis 20 vol %. Plagioklasen er en albitt med maksimalt 3 mol % anortitt. Den har undergått en kraftig sausrittisering og er ofte grønn av epidot i håndstykke. Kvarts forekommer i druser og bånd. Andre mineraler er biotitt og titanitt.

b) *Ganger i Skletfjell.*

Granodioritten i Bleikarfjell er beskrevet av Foslie og Strand (1956). Den sender ganger inn i området i sydhellingen av Skletfjell. Den er derfor yngre enn glimmergneisene her. Gangene er likevel foldet. Litt syd for kartgrensen, ved Orrekelva, finnes roterte bruddstykker av glimmergneis i granodioritten. Massivet dukker ned under Skletfjell.

c) *Simskarvfjellmassivets trondhemitt.*

Massivet i Bleikarfjell som dukker ned under Skletfjell kommer frem i dagen igjen nord for n. Biseggvatn og finnes som et stort massiv i Måskarvfjell og Simskarvfjell. Bergarten er lys og av middels kornstørrelse, den har ofte små grønne flekker som skyldes epidot. Kvartsen finnes i sukkerkornete ansamlinger mellom de større plagioklaskorn. Feltspaten er helt overveiende en sausrittisert og serisittisert plagioklas, og er oftest en grumset grøt av epidot- og muskovittkorn i en grunnmasse av sur plagioklas. Mikroklin er tilstede i små mengder. På grunn av sin omvandlede karakter kan bergarten kalles meta-trondhemitt. I massivet finnes en del inneslutninger av glimmergneis og kalksilikatbergarter. Disse inneslutningene finnes først og fremst langs grensene og i de høyeste fjellpartiene. Dette siste kan tyde på at trondhemittens tak ikke har ligget så svært høyt over disse toppene. Grensene er stort sett konkordante i syd og vest, i øst og nordøst er grensen tektonisk til de lavmetamorfe skifre østenfor. Trondhemitten sender ganger inn i de tilgrensende skifre i Kvigtind-dekket og er uten tvil yngre enn disse. Det finnes også trondhemittiske og granodiorittiske ganger som ikke står i synlig forbindelse med hovedmassivet, særlig i Seterfjellet er disse utbredt. Mange av disse gangene er i store trekk parallelle med skifriheten i glimmergneisene som hovedmassivet og er sannsynligvis intrudert samtidig med hovedmassivet.

Den gjennomsnittlige kjemiske sammensetning av Simskarvfjellmassivet er bestemt ved en kjemisk analyse utført på materiale samlet fra en rekke lokaliteter. Sammen med analysen er oppført to analyser av lignende bergarter fra Namsvatn-bladet, (Foslie og Strand, 1956):

Tabell 8.

	I	II	III
SiO ₂	71.60	66.71	74.75
TiO ₂	0.60	0.42	0.09
Al ₂ O ₃	17.92	15.89	14.01
Fe ₂ O ₃	0.40	1.62	0.67
FeO	0.33	1.67	0.39
MnO	spor	0.07	0.04
MgO	0.11	1.07	0.26
CaO	1.84	3.64	2.01
BaO	—	0.07	0.04
Na ₂ O	3.54	4.01	4.50
K ₂ O	2.32	3.07	2.59
CO ₂	—	0.32	0.04
P ₂ O ₅	—	0.12	0.01
S	—	0.02	0.03
H ₂ O(+)	1.00	1.28	0.51
H ₂ O(÷)	0.00	0.06	0.03
Sum	99.76	100.04	99.97

I: Meta-trondhemitt, Måsskarfjell—Simskarfjell. Anal. M. Gustavson.

II: Meta-trondhemitt, Gjukare Jappo (Foslie og Strand, 1956, anal. 12, s. 73).

III: Lys granodioritt, høyde 892, Namsvatn (Foslie og Strand, 1956, anal. 13, s. 73).

CIPW-norm:

	I	II	III
q	24.50	23.01	33.75
or	16.50	18.07	15.57
ab	34.90	33.80	38.25
an	21.40	15.29	9.73
c	0.60	0.41	0.10
Σ sal	(97.90)	(90.58)	(97.40)
hy	0.30	3.96	0.78
mt	—	2.32	0.93
il	0.70	0.76	0.15
hem	0.20	—	—
ap	—	0.28	—
Σ fem	(1.20)	(7.32)	(1.86)
CaCO ₃	—	0.70	0.10
H ₂ O	1.10	1.36	0.66
Sum	100.20	99.96	100.02

NIGGLI-verdier:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
I 391	57.7	4.6	10.8	26.9	0.30	0.38	2.35	+183	
II 286	40	18	17	25	0.33	0.38	0.94	+ 86	
III 423	46.5	7	12	35	0.28	0.32	1.76	+183	

Mode-beregninger:

	I	II	III
Kvarts	20	26	36
Mikroklin	2	0	16
Plagioklas	30	35	34
Epidot	15	14	8
Muskovitt	28	1	4
Biotitt	3	22	1
Titanitt	2	0	0
Apatitt	0	x	x
Kalkspat	0	1	0
Jernerts	x	x	0
Sum	100	99	99

Som man ser viser analysene likheter og også petrografisk er likheten stor (se Foslie og Strand, 1956). 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.

8. *Ultrabasiske bergarter.*

Omkring oppknsusningssonen i Seterfjellets østskråning forekommer det endel dunittkupper. Bergarten har en hud, 1—2 cm. tykk, av antofyllittfibre som stråler radiært ut fra kuppenes overflate. Kuppene er gjennomsett av uregelmessige sprekker som er fylt med tversgående antigorittblad samt litt talk og magnetitt.

Olivin utgjør over 85 volum % av bergarten. Utslukningen er undulerende, ofte i vifteform, og tvillinger opptrer hyppig.

$N_z = (1.699 \pm 0.003)$, $2V_z = (93 \pm 2)^\circ$. Disse målinger skulle svare til et fayalittinnhold på (15 ± 3) mol % (Tröger, 1956).

Antigoritt er ufarget og optisk positiv med både positiv og negativ elongasjon. Tvillinger etter basis forekommer ofte.

Antofyllitt (røntgendiagnose) finnes i kontakt med olivin. Stavformet, ufarget, med spaltbarhet også langs basis. Det negative optiske tegn og den forholdsvis høye dobbeltbrytning viser at mineralet er fattig på FeO (Tröger, 1956).

En *amfibol* forekommer sammen med antofyllitt i litt tykkere prismer enn dette. Mineralet forekommer i antigoritt- og talkmassene. Tvillinger parallelle med (100) vanlige. Z/c: $(15 \pm 1)^\circ$. Ufarget og optisk positiv, stor aksevinkel. Mineralet er muligens en tremolitt, men kunne også etter de optiske data være cummingtonitt.

Talk forekommer i fibrige eller bladformige masser rike på små avlange magnetittinneslutninger som ligger parallellt med fibrene. Tilsynelatende enakset, optisk tegn negativt. Ofte innesluttet i olivin.

Magnesitt har bare en spalteredning. Små korn innesluttet i olivin.

Picotitt i store gyllenbrune, isotrope korn med høyt relieff. Har oftest svart randsone, antagelig av magnetitt.

9. *Dunittkonglomeratet.*

I Rørskarakselen, ca. 4 km. øst for raden av dunittkupper, forekommer det en sone med konglomerat. Den er ca. 1 km. lang, maksimalt 8 m bred, og ligger konformt med sidebergartene (fig. 1). Bergarten inneholder godt rundete, avlange eller kuleformete boller opptil 30 cm i diameter. Bollene består hovedsakelig av olivin, men har en skorpe av serpentin og antofyllitt. Denne skorpe står ut på forvitret overflate, mens olivinkjernen åpenbart er lettere oppløselig. Grunnmassen består av antigoritt, antofyllitt, talk og magnesitt. Denne forvitrer enda lettere en olivinen, slik at bollene står ut på forvitret overflate. Bergarten er helt uten lagdeling, og det ser ikke ut til at bollenes lengderetning har noen fremherskende orientering. Sidebergartene viser ingen spesielle tegn på kataklase som kunne tyde på at bollestrukturen er oppstått under de tektoniske bevegelser.

Analoge konglomerater er beskrevet fra Otto (Strand, 1951) og fra Bjørkvatnet i Västerbotten (Kulling, 1933). De forekommer her i lagserier av underordovicisk alder.

10. *Pegmatitter.*

I gneisene finnes en god del ganger, linser og slirer av grovkornete kvarts-feltpatbergarter. Gangene kan grupperes etter forekomstmåten i to typer:



Fig. 1. Dunittkonglomeratet i Rørskarakselen. Bollene består av olivin og har en skorpe av antofyllitt. Grunnmassen består av antigoritt, talk, magnesitt og antofyllitt.

The dunite conglomerate of Rørskarakslen. The nodules consist of olivine, and have an outer rim of anthophyllite. The ground mass consists of antigorite, talc, magnesite and anthophyllite.

a) Linser og slirer som er foldet og har boudinage-struktur og som forekommer som isolerte plateformete legemer i glimmergneisene. Linsene er oftest konforme med gneisen, men skjærer ofte gneisen over ved kantene. Mineralene er vesentlig oligoklas og kvarts. Rød granat finnes ofte i sterkt varierende mengder. Biotitt og muskovitt er vanlige aksessorier.

b) Gjennomsettende og vertikaltstående årer med sterkt varierende tykkelse og retning. Ofte har disse årene et nord-sydlig forløp. De opptrer særlig hyppig i de granodiorittiske gneiser. I motsetning til pegmatitter av type a) er disse årene ikke foldet. Mineralogisk er de enkle

med oligoklas, mikroklin og kvarts som hovedbestanddeler. Biotitt forekommer aksessorisk.

Pegmatitter svarende til disse to typer er beskrevet av Lien (1956) fra Hattfjelldal. Han kommer til det resultat at de står i forbindelse med granittiseringsprosessene som gneisene har vært utsatt for og mener at de er replacementpegmatitter. Det samme kan være tilfelle i vårt område, spesielt synes de mikroklinførende årer av type b) å stå i forbindelse med kalitilførselen i de granodiorittiske gneiser. Noen magmatisk karakter har disse pegmatittene avgjort ikke.

11. *Aldersforholdet mellom eruptivene.*

Eruptivene i feltet omfatter både sure og basiske ledd. De sure ledd representeres av trondhemittiske og granodiorittiske bergarter, de basiske av amfibolitter og dunitter. Aldersforholdet mellom trondhemitter, granodioritter og amfibolitter er helt klart idet det flere steder er iaktatt at trondhemittiske og granodiorittiske ganger setter gjennom amfibolitter. De granodiorittiske ganger er i motsetning til de trondhemittiske ikke foldet om loddrette akser, og er derfor sannsynligvis yngre. Dunittenes alder er mer usikker. Etter det som er kjent fra andre deler av Nordland er dunittene det eldste ledd blant eruptivene (C. W. Carstens, 1924, Rekstad, 1924). Så lenge det ikke er påvist at dunitter er dannet til forskjellige tider i orogenesisen, må det være rimelig å slutte at dunittene er eldst også i dette området. Rekkefølgen er da: 1) dunitter, 2) amfibolitter, 3) trondhemitter og granodioritter.

12. *Kataklastiske bergarter.*

a) *Oppknusningssoner.*

Oppknuste bergarter finnes i fire markerte soner i området. Disse sonene mangler skifrihet og er upåvirket av folding. Ofte er mylonittene tydelig båndete. Båndingen er parallell med gneisenes skifrihet og noen vinkeldiskordans mellom bergartene på begge sider er det ofte vanskelig å oppdage. Bare enkelte steder, som i østsiden av Seterfjellet, er det tydelig å se at mylonittsonen skjærer skrått gjennom gneisenes skifrihet. Mylonittene varierer i kornstørrelse fra tette, flintaktige grønne eller blåsorte bergarter til grove breksjer med rekrystallisert kvarts langs bruddlinjene (Fig. 2).

Foruten den kataklastiske tekstur er det høye klorittinnhold typisk. Disse bergartene inneholder vanligvis også en del mikroklin både som



Fig. 2. Breksjen i skyvesonen sydøst for Kvigtind. Bruddstykker av gneis i kvartsgrunnmasse.

The thrust zone east of Kvigtind. Fragments of gneiss in a quartz ground mass.

porfyroblaster og porfyroklaster. Mikroklinkornene kan være flere centimeter i tversnitt. Også i glimmergneisene på siden av sonene finnes av og til mikroklin, men innholdet av dette mineral avtar raskt til sidene. Breksjen øst for Kvigtind går over i øyegneiser med store blå mikroklinporfyroklaster.

b) *Tektoniske ganger.*

Tektoniske sprekkefyllinger som opptrer som ganger forekommer enkelte steder nær mylonittsonene, f. eks. på Dunfjell og i amfibolitten sydøst for Kukulumpen. Bergarten består hovedsakelig av store røde mikrokliner, kvarts og epidot. Mikroklinen har undulerende utslukning og teksturen er delvis kataklastisk. Den er ofte rik på submikroskopiske brune inneslutninger som ligger i striper og i bånd i kornene. Enkelte

rekrystalliserte partier inne i krystallene mangler disse inneslutningene. De rekrystalliserte partier har som regel en kataklastisk randzone. Serisitt- og muskovittinneslutninger forekommer rikelig.

13. *Metamorfosen.*

De beskrevne bergarter har fått sin mineralsammensetning bestemt av regionalmetamorfosen under den kaledonske fjellkjedefolding. Bergartene befinner seg i epidot-amfibolittfacies og amfibolittfacies idet mineralparagenesen hornblende, epidot og plagioklas er utbredt i området.

Likevekten mellom epidot og plagioklas har vært meget benyttet til en nærmere bestemmelse av mineralfacies (Rosenquist 1942, 1952. Ramberg 1943, 1952. Historisk oversikt: Kvale 1946). Mineralparageneser som er utbredte i regionalmetamorfe bergarter tyder på at ved økende metamorfosegrad er plagioklaser med økende anortittinnhold i likevekt med epidot og vann.

Tabell 9 (side 63) viser plagioklasens anortittgehalt i de forskjellige områder. Anortittprosentene varierer på Seterfjelldekket fra 20—55 mol % An i bergarter med epidot. Det er imidlertid sannsynlig at plagioklasen i de granodiorittiske gneiser ikke er i likevekt med epidoten, fordi dette mineral i disse bergarter nesten uten unntagelse er innesluttet i biotitt og kan derfor ha vært ute av stand til å reagere med plagioklasen. Likevel blir variasjonsbredden for plagioklaser i antatt likevekt med epidot 35—55 mol % An. Dette er ganske meget da variasjonene kan forekomme over ganske korte strekninger.

Man kan tenke seg at plagioklas-epidotlikevekten modifiseres av flere fysikalske og kjemiske faktorer:

1. Vanntrykket.
2. Ca/Al-forholdet i bergarten.
3. Ublandbarhetsområder i plagioklasrekken.
4. Stress.

Høyt vanntrykk skulle etter le Chateliers prinsipp favorisere dannelsen av epidot, idet vann går inn i dette mineral. Etter samme prinsipp skulle et høyt Ca/Al molarforhold i bergarten virke i samme retning fordi klinozoisitt og epidot har et høyere Ca/Al forhold enn anortitt (Ramberg 1943).

Cole, Sørum og Taylor (1951) og Laves (1954) har påvist

ublandbarhetsområder i plagioklasrekken. Det er derfor sannsynlig at disse ublandbarhetsområdene vil modifisere plagioklas-epidotlikevekten (Fyfe, Turner & Verhoogen, 1958, s. 218. Christie, 1959).

Stressesets innvirkning er ennå ikke undersøkt, men det er mulig at epidotens stabilitetsområde øker på bekostning av anortittens understress. Epidot er antatt å være et stressmineral. Likeså er anortitt mer antistressbetont enn albitt (Becke 1896, Grubenmann 1910, s. 55. Turner & Verhoogen 1951, s. 452 og 459). Hvis dette er riktig skulle man vente å få en albittrikere plagioklas i likevekt med epidot ved bare å øke stresset.

Med en grovere skala blir imidlertid bildet av regionalmetamorfosen klarere. Lengst i øst, i l. Kjukkelen, er albitt i likevekt med epidot. Går man så vestover forandres plutselig metamorfosegraden idet bergartene i Kvigvind-dekket har basisk oligoklas og epidot. Ved bruddsonen ved Kuvatnet skjer et nytt sprang, idet bergartene vestenfor denne har andesin/labrador og epidot.

Glimmergneisene på Seterfjelldekket har følgende mineralkombinasjoner:

1. biotitt, andesin, kvarts, (epidot). (Vanlig glimmergneis.)
2. biotitt, andesin/labrador, hornblende, epidot. (Kalksilikatgneis.)
3. biotitt, andesin, muskovitt, kvarts, almandin. (Granatgneis.)
4. muskovitt, andesin, kvarts.
5. biotitt, andesin, disten, staurolitt. (Disten-staurolittgneis.)

Dette er mineralparageneser som forekommer i amfibolittfacies, idet den nedre grense for denne facies er satt ved An_{30} (Barth 1952).

Glimmerskiferne på Kvigvinddekket har mineralsammensetningene:

1. biotitt, muskovitt, kvarts, almandin (oligoklas, epidot). (Granatglimmerskifer.)
2. muskovitt, mikroklin, kvarts (oligoklas, epidot). (Øyegneis.)

Dersom overnevnte grense brukes, vil disse bergartene ha en metamorfosegrad svarende til epidot-amfibolittfacies. Disse bergarter inneholder så lite plagioklas og epidot at CaO-innholdet sannsynligvis er opprinnelig. Epidoten i disse bergartene kan derfor være dannet under retrograd metamorfose. I Seterfjelldekket er det mulig at epidotdannelsen er skjedd parallellt med CaO-tilførselen, da det meste av epidoten forekommer i relativt store korn som sjelden er i kontakt med plagioklas.

Det er et generelt trekk at feltspatiseringen tiltar mot vest, mens bergartenes innhold av muskovitt og granat avtar. Muskovitt og granat brukes derfor sannsynligvis opp under dannelsen av plagioklas og biotitt.

Typisk for marmorene på Kvigtinddekket er tremolittinnholdet. I disse tremolittmarmorene er det lite eller ingen kvarts å finne. Nær kontakten mot silikatbergartene finnes diopsid. Det er derfor sannsynlig at tremolitten bare er stabil i SiO_2 -underskudd. Ved reaksjon med SiO_2 vil tremolitt gå over i diopsid, og denne reaksjon antar Ramberg (1943) finner sted ved undergrensen av amfibolittfacies.

Dunittenes lite omdannede karakter skulle tyde på en høy metamorfosegrad. Serpentinisering av forsteritt under vanntilførsel foregår imidlertid ved $200^\circ\text{--}400^\circ\text{C}$, mens hortonolitt nesten ikke vil serpentiniseres i det hele tatt. Fe-innholdet i olivinen vil derfor nedsette omvandlingstemperaturen. Dersom olivin ikke får anledning til å reagere med SiO_2 er den derfor stabil ned til epidot-amfibolittfacies. Skorpen av antofyllitt tyder imidlertid på at disse mineraler vil dannes ved tilførsel av SiO_2 i denne facies.

De finknuste mylonitter har som rekrystalliserte mineraler kloritt, epidot, mikroklin og kvarts. Etter undersøkelser av Yoder (1952) behøver denne rekrystallasjon ikke nødvendigvis ha skjedd ved så mye lavere temperatur enn den glimmergneisene er dannet ved. En øket aktivitet av vann i bruddsonene kan øke stabilitetsområdene til kloritt og epidot. Forekomst av lite rekrystalliserte partier i mylonittene gjør det imidlertid sannsynlig at oppknusningen er foregått ved en meget lavere temperatur.

Spor etter diaftorese sees i nesten alle bergarter. Granat har ofte en randsone av kloritt, og klorittpseudomorfoser etter granat finnes også ofte. Kloritt er også dannet av biotitt og hornblende, langs spaltesissene.

På Kvigtinddekket er plagioklasen meget ufrisk som følge av en intens serisittdannelse. Dette tyder på at det må ha skjedd en tilførsel av K_2O , sannsynligvis i forbindelse med de tektoniske bevegelser, fordi bruddsonene er sterkt anrikt på mikroklin.

14. *Strukturgeologi.*

For å kunne gi en fullstendig løsning av de strukturelle problemer i et område må man finne en stratigrafi. Det kan i området skilles ut

to bergartsgrupper, en glimmergneis-marmorgruppe og en gruppe granodiorittiske gneiser. Ledehorisoner er ikke funnet. Det vil derfor bare bli gitt en beskrivelse av de iakttatte strukturer og et forsøk på tolkning av disse.

Bergartsgrensene ser ut til å være konforme med skifriheten der de er studert. I kvartsitter i Rørskarakselen er lagningen konform med grensen og med skifriheten i den tilgrensede glimmerskifer. På samme måte synes skifriheten i glimmergneisene å være konform med grensen mot marmorene.

Berggrunnen består av to dekker, det østre og undre Kviginddekket, og det vestre Seterfjelldekket. Intensiteten av metamorfose, feltspatisering og folding tiltar mot vest, men er tilnærmet konstant innenfor hvert dekke. Kviginddekket ligger diskordant på de lavmetamorfe skifre i Limingserien (Foslie & Strand, 1956). Over Kviginddekket, og skilt fra dette ved en mylonittsone, ligger Seterfjelldekket.

Bruddsonene følger stort sett gneisenes strøk og fall. En direkte diskordans er vanskelig å oppdage p.g.a. den gradvise oppknusning og deformasjon. Bredden av oppknusningssonene er meget variabel, sonen ved Kuvatnet smalner av mot nord. Vest for Skletfjell er den ca. 150 m bred, og 10 km mot nord går den over i en marmorsone.

Hele den østre Kvigindskråning viser varierende grad av oppknusning, men den egentlige bruddsonen er her 150 m bred. Under Simskarfjellmassivet ved Måskarvatn er bredden bare noen få meter. Sydøst for Kvigind følger den en marmorsone.

Sprekker og forkastninger.

Et sett vertikale sprekkretninger som stryker 120° c, samt sprekker loddrett på denne retning, er godt utviklet i hele området. Dette sprekkesystem er observert både i Hattfjelldal og ved Brekkvasselv flere mil henholdsvis nord og syd for det undersøkte område. Sprekkesystemet må være dannet som tensjonssprekker under skyvningen (tverrsprekkene) og ved dens opphør (strøksprekkene). Sprekkesystemet kan ikke være dannet under foldingsfasen fordi sprekkoplanene ikke er påvirket av den siste foldefase med loddretter akser.

Et annet sett vertikale sprekker stryker 150° . Det er mulig at disse sprekker er dannet som skjærsprekker under skyvningen. Sprekkediagrammet, Fig. 3, viser også tre andre, svake maksima, som det ikke har vært mulig å finne noen forklaring på.

Berggrunnen er gjennomsett av små lateralforkastninger langs tverrsprekkene, og da alltid slik at berggrunnen syd for sprekkene er flyttet til vest i forhold til berggrunnen i nord. Ved Kjerringvatn er det funnet en ca. 1 meter bred oppknusningssone i tverrsprekkretningen. Ved mange småforkastninger langs strøksprekkene er berggrunnen i vest sunket i forhold til berggrunnen i øst. Spranglengden til forkastningene går sjelden over en meter.

Seterfjelldekket vestenfor Fiplingvatn—

Kvanfjell.

Seterfjelldekket er stykket opp i tre deler av to mindre bruddsoner. Den ene bruddsonen går i Kvanfjellets østskråning og ut i Fiplingvatn, den andre går langsetter Dunfjell til Svenningsvatn.

Vestenfor Dunfjellets bruddsone består berggrunnen av pegmatitrike glimmergneiser som gradvis går over i Bindalsgranitt (Rekstad, 1917). Fallet er loddrett til 80° c vestlig lengst øst ved bruddsonen. Pegmatittårenes andel av berggrunnen øker mot vest. Mange pegmatitter er foldet om loddrette akser, og disse folder i pegmatittene viser at berggrunnen i vest har beveget seg mot nord i forhold til berggrunnen i øst. Pegmatittene viser ofte boudinage-strukturer. Strekingen som dannet disse strukturene er eldre enn foldingen om loddrette akser, fordi avslitning av pegmatittene ikke har funnet sted på de etter foldingen svakeste punkter. Strekingen som var årsaken til boudinage-strukturene har foregått i hovedfoldeaksens retning og må være yngre eller samtidig med hovedfoldingen. Bergartenes strøk er ganske konstant og varierer bare mellom 210° c og 230° c. De få linjestrukturer som er målt, står nesten loddrett og ligger omtrent i fallretningen (Fig. 4). Dunfjellets bruddsone er konform med de omgivende gneiser og faller ca. 80° c mot vest.

Like østenfor Dunfjellets bruddsone ligger så de lyse, granodiorittiske Majavatn-Svenningsvatngneiser i et antiklinorium med ganske konstant strøk, men med skiftende fall. Foldningsaksene er stort sett horisontale, men viser også et bølgende forløp. Sydligst på Dunfjell faller de 28° — 30° c mot SSV, ved Majavatn er de horisontale og like syd for Sefrivatn faller de 20° — 30° c mot NNØ. De tallrike amfibolitter som ligger konformt i gneiser viser alltid boudinage-strukturer.

Den granodiorittiske gneis i Kappfjell ligger i en stor antiform

med akser som faller jevnt 15° — 20° c mot SSV. Som følge herav smalner sonen mot syd og forsvinner vest for ø. Fliplingvatnets sydbredd. Antiform-structuren fortsetter i glimmergneisene som ligger over den granodiorittiske gneis.

Glimmergneisene i Kvanfjell står steilt, men er småfoldet om både horisontale og vertikale akser. Foldenes størrelse varierer fra noen meter i tverrmål og ned til mikrofolds. De horisontale akser faller sammen med hovedfoldeaksen. I Kvanfjellets østskråning er det i en blotning iakttatt centimeter-store granater som må ha rotert om samme horisontale akse. Hakk i granatenes overflate, samt flytetrakturer omkring granatene, viser at de må ha rotert med urviseren når man ser mot nord. Dette viser at berggrunnen vestenfor Kvanfjellets bruddsone har beveget seg opp og mot øst over den østenforliggende berggrunn.

Hvorledes kan de steile skyveplan ha oppstått når den tektoniske transport har foregått i 120° retning, og når skyvningene er yngre enn foldningsfasene? Kvale (1948) mener at berggrunnen i Bergsdalen befinner seg på det erosjonstrinn som blottlegger den opprinnelige skyvefront. I skyvningens siste fase må fronten av dekkene ha beveget seg både ved å folde bergartene foran, og ved å gli oppover de steile frontplan. Det samme kan ha vært tilfelle i vårt område. En annen mulighet er at skyveplanenes fall er konstant mot dypet, og at bevegelsene hele tiden har foregått i dette plan. Bare en liten komponent av stresset kan da ha vært aktiv under bevegelsene. Det er en generell regel at skyveplanenes fall øker i retning av en fjellkjedes rotsone (de Sitter, 1956).

Th. Vogt (1954) mente at horisontalbevegelsene langs Great Glen Fault i Skottland kunne spores langs Kaledonidene som en avbøyning av foldningsaksene. Denne teori kan forklare foldingsfasen med vertikale akser i vårt område. Alderen stemmer imidlertid dårlig, idet Great Glen Fault er tidligst mellomdevonsk. Det faller naturlig å parallelisere skyvningene i vårt område med skyvningene av Jotundekken som antas å være av tidligere, førdevonsk alder. Aksefleksuren i vårt område er eldre enn skyvningene, og skulle derfor heller være av ordovicisk enn av devonsk alder. Det er derfor sannsynlig at det har skjedd lateralbevegelser også på et tidligere tidspunkt.

Seterfjelldekket østenfor Fiplingvatn.

Strøketningen er ikke så konstant som vestenfor Fiplingvatn. Kartbildet viser uregelmessigheter, idet Sløskarmarmoren svinger mot vest ved Sløskarvatn og går vestenfor Kuklumpen. Fallet er ganske steilt, men ved bruddsonen ved Kuvatn varierer det fra 60° — 80° c vestlig. Fig. 5 viser fordelingen av skifrighetsplanenes poler. Man ser at hovedfoldings-aksen fremdeles er horisontal og stryker 20° — 30° c. Dernest finnes det et usammenhengende belte som gir en foldeakse som faller 50° c mot 70° c. Videre kan man se at polmaksimaene til hovedstrøketningene ligger forskjøvet i forhold til sentrum av konturene utenfor. Dette kan tyde på en rotasjon eller folding om vertikale akser. De steile skifrighetsplan som stryker omtrent loddrett på hovedfoldeaksen danner et belte som også tyder på det samme. Linjestrukturere ligger pent i akseplanet for hovedfoldingsfasen. De fleste står nesten vertikalt og er sannsynligvis dannet under foldningsfasen med vertikale akser.

Kvigtinddekket.

Glimmergneisene i det undre dekket har en annen foldestil enn i det øvre, idet foldeakser, strøk og fall helt kan forandre retning på korte strekninger. Klar antiklinalstruktur er bare observert i Rørskarakselen, der en kvartsitt flater ut mot øst og danner halvparten av en av erosjonen avkuttet antiformal.

Hovedfoldingen er skjedd om akser som har en gjennomsnittlig nordøstlig retning (Fig. 6). Etter denne folding må det ha foregått en folding om vertikale akser. Konturene er tydelig uttrukne og danner et belte med projeksjonen av en loddrett akse som sentrum.

Linjestrukturere ligger stort sett i det nordøst-sydvestlige akseplan, men projeksjonspunktene ligger også på konsentriske småsirkler om vertikalretningen. Ramsay (1957) har vist at når en linjestruktur foldes om en akse med en annen retning, vil den foldede linjestruktur i et stereografisk nett danne småsirkler med projeksjonen av den nye akse som sentrum. Det ser altså ut til at også linjestrukturen er foldet om vertikale akser.

Typisk for Kvigtinddekket er forekomsten av store trondhjemittiske til granodiorittiske intrusivmassiver. De må være yngre enn

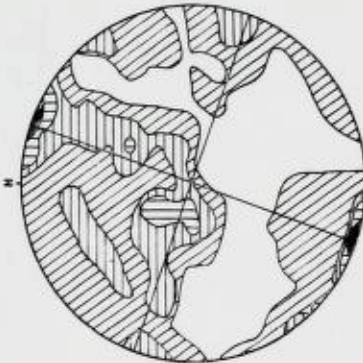


Fig. 3.

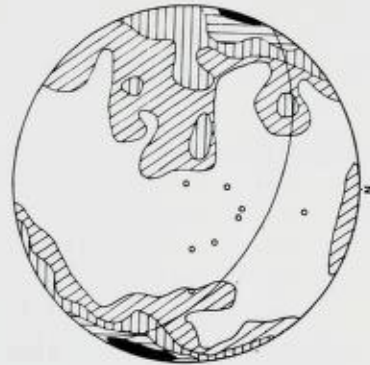


Fig. 4.

Fig. 3. Sprekkediagram med 155 observasjoner. Schmidt's nett, undre halvkule. Konturer: 2 %, 5 %, 8 %, 10 %. Tverrsprekk- og strøksprekkretningene er linjert opp.

Joint diagram with 155 observations. Equal area projection, lower hemisphere. Contours: 2 %, 5 %, 8 %, 10 %.

Fig. 4. Strøk- og fallobservasjoner (96) fra området vest for Kvanfjell's bruddsone. Konturer: 2 %, 5 %, 10 %. De små sirkler er projeksjonspunkter for linjestrukturane.

Strike and dip observations (96) from the area west of Kvanfjell. Contours: 2 %, 5 %, 10 %. The small circles are the projection points of the linear structures.

dannelsen av skiffrighet (flow cleavage) i glimmergneisene fordi de nær grensene inneholder bruddstykker av sidebergarten som er roterte i forhold til denne. Gangene fra intrusivene er foldet sammen med de omgivende glimmergneiser, noe som viser at intrusjonen er eldre enn den siste foldingsfase.

Bleikarfjellgranodioritten (Foslie & Strand 1956) dukker under glimmergneisene i Sklettjellens sydskråning og er sannsynligvis sammenhengende med Simskarmassivet. Der hvor intrusiven forsvinner under glimmergneisen ved Biseggen, er det tydelig å se hvorledes gneisen er bulet opp. Grensen er delvis tektonisk idet man kan finne en svakhetszone med slepper mellom glimmergneis og intrusivbergart.

Glimmergneisene er bøyet til side nær intrusivene, slik at man i Kvigvind—Bisegg-området også har et øst-vestlig strøk. Det er vanskelig å avgjøre om denne struktur er dannet under intrusjonen, eller



Fig. 5.

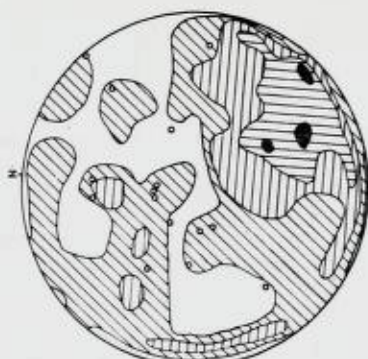


Fig. 6.

Fig. 5. Strøk- og fallobservasjoner (97) fra Seterfjellområdet. Konturer: 1 %, 2 %, 4 %, 10 %. Schmidt's nett, undre halvkule. Et belte gir en foldeakse som faller 50° mot ØNØ. De små sirkler er projeksjonspunkter for linjestructurene.

Strike and dip observations (97) from the Seterfjell area. Contours: 1 %, 2 %, 4 %, 10 %. Equal area projection, lower hemisphere. A girdle gives a fold axis dipping 50° C to the ENE. The small circles are the projection points of the linear structures.

Fig. 6. Strøk-fallobservasjoner (146) fra Kvigtindområdet. Konturer: 1,3 %, 2,6 %, 4,7 %.

Strike and dip observations (146) from the Kvigtind area. Contours: 1,3 %, 2,6 %, 4,7 %.

om den er dannet under foldningen etter at eruptiven var størknet. Foldningen om vertikale akser finnes også langt fra intrusivmassivet og kan også spores på Seterfjelldekket. De trondhemittiske pegmatitter er påvirket av denne foldningsfasen. Det er derfor sannsynlig at trondhemittene er eldre enn tverrfoldningen.

Berggrunnens tektoniske historie.

Diskusjon.

De tektoniske deformasjoner har sannsynligvis foregått i følgende kronologiske rekkefølge:

1. Hovedfoldningsfasen i Seterfjelldekket med tektonisk transport mot østsydøst. Samtidig med, eller etter denne fasen har det foregått en strekning i strøkretningen. Denne strekning dannet boudinagestrukturene.

Hovedfoldingsfasen i Kvigtinddekket med tektonisk transport mot sydøst. Intrusjon av trondhjemitter i et sent stadium av foldingene.

2. Foldning om vertikale akser som har gitt en relativ bevegelse av den vestlige berggrunn mot nord i forhold til den østlige, da småfolder er overfoldet i denne retning. Disse foldeakser er ikke påvirket av hovedfoldningsfasene, og må derfor være yngre.

3. Mylonittene er ikke påvirket av foldningsfase 2. F. eks. er bergartene på begge sider av mylonittsonen ved Kuvatnet påvirket av denne foldningsfasen, men ikke mylonittsonen selv. Skyvningene må derfor være yngre enn foldningene.

Sprekkeflatene er ikke foldet, og det forekommer tektoniske ganger i tverrsprekkretningene. Det er derfor sannsynlig at dannelsen av sprekkesystemet henger sammen med skyvningen. Er dette riktig skulle tverrsprekkretningen 120° gi den tektoniske transportretningen under skyvningene.

4. Horisontalforkastninger langs tverrsprekkene. Den sydligste berggrunn er beveget mot vest i forhold til den nordligste. Vertikale og subvertikale forkastninger langs strøksprekkene.

Forekomsten av bare delvis rekrystalliserte bergarter i bruddsonene, samt mangel på reaksjonsskarn på sidebergartsbruddstykker i marmorbreksjene viser at skyvningene også er yngre enn regionalmetamorfosen.

III. Kvartærgeologi.

I s s k u r i n g e n.

Skuringsstriper er godt bevart i de harde gneisene. Skuringsstripenes retning på topper i fri posisjon varierer stort sett fra øst-vest til sydøst-nordvest, altså loddrett på hovedstrøkkretningene i området. Denne skuringsretning går igjen på hele Helgeland (Vogt 1900). Der hvor en har kunnet finne aldersforholdet mellom forskjellige skuringsstriper, har det vist seg at de yngste peker mer mot syd enn de eldre. Skuringsstripene er meget lite avhengig av topografien (Oxaal 1909). Isskuringen går opp på Rørskartind (1456 m o.h.), men på toppen av Kvigtind (1703 m o.h.) er fjellet oppsprukket og uten spor av skuring. Men like nedenfor toppen ligger det runde flyttblokker.

Dette viser at isen under skuringsstripenes dannelse må ha beveget seg i tilnærmet øst-vestlig retning og minst ha ligget opp til ca. 1600—1700 m o.h.

Bregrus.

Avsetningene er av to typer:

1. Blokkmark, som består av store og små godt rundete blokker. Finmaterialet er vasket vekk. Blokkmarkene finnes helst i fjellskråningene.

2. Bregrus med finmaterialet i behold. Denne bregrusen forekommer hovedsakelig i de flate og lavtliggende områder.

Enkelte steder finnes det endemorènerygger. Både i syd ved Skletfjell og i nord mot Biseggskaret går det flere endemorèner tversover Rørskardalen. Disse avsetningene er sannsynligvis samtidige, og oppstått ved at is fra Rørskarakselen og Seterfjell har skilt lag ved vannskillet i Rørskardalen. Ved Kjerringvatn og foran breen i Kvigvindbotnen øst for Kvigvind, er det også tydelige endemorènetrinn.

Blokktransport.

Blokkene i bregrusen består nesten bare av bergarter fra fjellgrunnen rett under avsetningen, selv ved den store skyveggen øst for Kvigvind. Likevel er alle blokker godt rundet.

Da glimmergneisene er meget utbredte i området, vil de mer sjeldne bergarter som dunitt, kvartsitt, amfibolitt og diabas gi gode ledeblokker. Dunittblokker, sannsynligvis fra Rørskardalen er funnet ved Sefrivatn. Kvartsittblokker, sannsynligvis fra Rørskarakselen er funnet nord for s. Rørskarvatn. Amfibolittblokker fra Krokfjell finnes nedover hele skaret SV for Krokfjell. Diabasblokker fra Gaksfjellets østskrånning er funnet i Storelva og Dørrekelva. Dette viser at isbevegelsen må ha gått mot vest, og at blokkene noen steder siden er flyttet langs dalene, loddrett på denne retning.

Det er funnet få langtransporterte blokker. Ved n. Biseggvatn er det funnet en blokk med rød mikroklin-biotittgneis, sannsynligvis fra Børgfjellmassivet i øst. En rødfiolett kvartsittblokk er funnet samme sted (Blaikfjällskvartsitt? Kulling, 1956).

Sjøavleiringer.

I 30 meters høyde over Tomasvatn går det en terrasse der det forekommer horisontale sandlag med tynne grusskikt. Enkelte runde stener finnes også i sanden. Avsetningen er sannsynligvis glasifluvial. Lignende sedimenter ligger oppå bregrusen ved Flyum og nord for Myrstad.

I det jevne bregrusdekket omkring n. Biseggvatn er det gravet ut en horisontal terrasse som strekker seg på begge sider av vannet, og ender i passhøyden ut mot skaret i nord. Fjellet er i skaret renskurt, og ser ut som et gammelt elveleie. Terrassen er plan, opptil 5 m bred. Bare store blokker med diameter over en meter ligger igjen på den. På Krokfjellets nordside fortsetter terrassen som et hakk i fjellet. Dalen syd for vannet heller raskt ned mot s. Biseggvatn.

Terrassen ved n. Biseggvatn viser at isen her må ha demt opp et vann gjennom et forholdsvis langt tidsrom. Avsetningene ved Tomasvatn tyder på at det også her har vært en bredemt issjø. Antar man at sjøflaten lå i samme høyde som terrasseflaten kan sjøen ha vært sammenhengende med Majavatn, Sefrivatn og Fiplingvatn.

Landoverflaten og løsavleiringene.

Gneisene i de overskjøvne dekker er harde og står opp i høye topper straks vest for skyveggen ved Kvigtind. De høyeste toppene er Kvigtind (1703 m o.h.), Måskarvfjell (1546 m o.h.), Rørskartind (1456 m o.h.).

Vestenfor Seterfjell er det få høyder over skoggrensen. Laveste høyde over havet har Svenningsvatn (175 m o.h.), som ligger 30 m over den marine grense i Svenningsdalen (Vogt 1900). Like syd for Majavatn går vannskillet mellom Svenningsdalen og Namdalen.

Landoverflatens form er avhengig av bergartens mineralogi, tekstur, foldestil, strøk, fall, sprekkeretninger, og av erosjonens art. På Seterfjelldekket er strøket ganske konstant, og lange U-daler er gravet ut langs strøket i de kalkrikeste bergartene. På Kvigtinddekket er det meget varierende strøkretninger og en annen foldestil. Her finnes ikke lange, rettlinjede daler i strøkretningen. Topografien her minner om den som oppstår ved lokal glaciasjon. Her er botner, hengende daler og steile fjellsider. I Simskarvfjellmassivet må skarene være gravet ut langs sprekkeretningene. (Simskaret, Biseggs-karet med Golvverskaret loddrett på disse.) Felles for begge områder er imidlertid at dalene ikke er utmodellert i blokktransportens og isskuringsstripenes retning. Av denne grunn mente Oxaal (1909) at relieffet var dannet i preglacial tid. Nå angir isskuringsstriper og blokktransport isens siste bevegelsesretning. Isen må ha hatt en sydligere bevegelsesretning i den siste fase som har gitt skuringsstriper. Blokktransport og endemorene-trinn viser at den aller siste lokale isbevegelse har foregått i strøk-

dalens retning. De store U-daler i strøkretningen kunne tydes derhen at isen også i tidligere tid har hatt denne bevegelsesretning, men noe avgjørende bevis for dette er ikke funnet. Det er imidlertid lite sannsynlig at det fremkommer en symmetrisk dal ved gravning loddrett på dalens lengderetning.

Isens maksimale mektighet må ha vært slik at den har kunnet legge blokker til en høyde av 1600—1700 m (Kvigtind), og bevege seg uavhengig av topografien. Grunnen til at det finnes så få langtransporterte blokker i området må være at blokkene er ført i isens lavere partier og derfor ikke kommet opp i de relativt høytliggende områder. I Hattfjelldalen og Huddingsdalen er det rikelig med langtransporterte blokker i løsavleiringene.

Under avsmeltingen er toppene først blitt isfrie, og i det topografisk varierte terreng var det muligheter for dannelse av issjøer. Terrassen ved n. Biseggvatn viser at isen her må ha demt opp et vann gjennom et forholdsvis langt tidsrom. Avsetningene ved Tomasvatn tyder på at det også her har vært en bredemt issjø. Antar man at sjøflaten lå i samme høyde som terrasseflaten må sjøen ha vært sammenhengende over Majavatn, Sefrivatn og Fiplingvatn. En slik sjø må ha vært oppdemt av is på fire steder, syd og nord på Namdal—Svenningdalovergangene, og i Fiplingdalen. Det er funnet lite sedimenter andre steder som viser at sjøen har vært sammenhengende. Dette tyder på at det under sedimentenes avsetning har vært et sjøsystem mellom isrestene i de lavere områder.

IV. Summary.

A Geological Investigation of the Caledonid of the Majavatn—Kvigtind Region, Nordland, Norway.

The northwestern part of the map area Børgefjell, Nordland, was investigated during the summers of 1957 and 1958, seven weeks each summer.

1. *Mica gneisses and micaschists.*

This group of rocks comprises plagioclasebearing rocks rich in biotite and/or muscovite. Rocks with little or no plagioclase are found in the Kvigtind nappe. The most abundant types are: Mica-plagioclase gneiss, biotite-hornblende gneiss, biotite-garnet gneiss, cyanite-stauro-lite gneiss and muscovite gneiss. The schistosity is very distinct in

these rocks. The field observations indicates a sedimentary origin, but the high Na and Ca content is not in accordance with such an origin. A metasomatic introduction of these elements is therefore suggested. This suggestion is supported by the occurrence of plagioclase-pegmatites in the gneisses. The mica schists in the Kvigtind Nappe seem to have their original composition unchanged. The mica gneisses probably represent metamorphic and metasomatized pelitic sediments.

In the staurolite-cyanite gneisses the paragenesis staurolite-cyanite-almandite suggests a state of nonequilibrium in the rock. It is indicated from microscopic observations that the reaction $\text{biotite} + \text{cyanite} + \text{quartz} \rightarrow \text{almandite} + \text{muscovite}$ has stopped without biotite or cyanite being completely consumed. Evidently this reaction took place with falling temperature. The paragenesis muscovite-almandite thus represent a lower stage of metamorphism than the paragenesis biotite-cyanite.

2. *Granodioritic gneisses.*

These rocks occur only in the western part of the area. The microcline content varies from 10—35 % by volume and the oligoclase (An_{25}) from 45—50 %. Accessories are biotite, ore and epidote. The rocks are from fine to medium grained, and gray or light red in colour. The zones of even breadth, conformable borders to the surrounding gneisses, and conformable layers of amphibolite and crystalline limestone suggest a sedimentary origin. However the chemical composition is very different from that of common sediments. There are strong indications that potassium has been introduced. The origin of these rocks is therefore uncertain.

3. *Crystalline limestone.*

Crystalline limestones are abundant in the area, and occur in six zones wider than 50 metres and in many zones of smaller size. They are usually rather impure tremolite-bearing limestones with little or no dolomite. Dolomite occurs in boudins of some centimeters thickness in the Fiplingvatn marble.

4. *Reaction scarn.*

Reaction minerals occur as irregular lenses and scattered grains in the limestones and as a thin reaction zone at the contact between limestone and silicate rock. The usual minerals are: Diopside, clino-

zoisite, titanite, hornblende, tremolite, scapolite, phlogopite, microcline, plagioclase, and ores. All these minerals are found in contact with calcite. Tremolite occurs only in those limestones which are deficient in quartz, suggesting that the reaction, tremolite + quartz → diopside + water was stopped because of lack of quartz.

5. *Quartzites.*

Small zones of completely recrystallized quartzite occur on Rørskarakselen, Gaksfjell, Seterfjell and Krokfjell. The Rørskarakselen quartzite has streaks and layers rich in diopside with a rim of actinolite and clinozoisite. Pure graphite occurs in 1—5 cm thick layers with boudinage structures.

6. *Amphibolites.*

The amphibolites mostly consists of hornblende and plagioclase with lesser amounts of other minerals. Most of the amphibolites are regarded as metamorphic gabbros intruded during the Caledonian orogeny. They seem to be more massive in the eastern part of the area than in the western. The amphibole also differs in the eastern and western parts. In the Seterfjell and Krokfjell areas the hornblende has a brownish colour and pleochroism, and analysis shows a TiO_2 content of 3.75 % and nothing of ferric iron. This indicates that the brown colour of the hornblende is due to a high content of TiO_2 . In the western part of the area the amphibole in the amphibolites has a ordinary pleochroism in green and blue-green. Some amphibolite zones in Kappfjellet have a high content of lime silicates. They are regarded as metamorphic calcous sediments. Some of the smaller amphibolite lenses may also represent reaction scars. In the areas of granodioritic gneisses, it can often be seen that the amphibolite lenses have been affected by the potassium metasomatism. The hornblende has reacted with introduced K_2O and has been transformed into biotite and epidote. These amphibolites, therefore, often have a diffuse border with an outer zone rich in biotite and epidote. Evidence is given that TiO_2 has been introduced during the K_2O -metasomatism.

7. *Trondhjemites and granodiorites.*

These rocks cover a large area in the eastern part of the area. They consist of a highly saussuritized plagioclase (albite and oligo-

clase) microcline, and quartz, with lesser amounts of muscovite, titanite, biotite and epidote. They send dikes into the schists and are clearly intrusives.

8. *Dunites.*

Some small outcrops of dunite occur near the thrust zone in the eastern slope of Seterfjell. Olivine, $Fo_{85} Fa_{15}$, is the most important mineral. Secondary minerals are antigorite, anthophyllite, talc and magnesite. Accessories are magnetite and picotite. The outcrops of dunite are often covered with a one to three centimeter thick layer of radiating of anthophyllite.

9. *The dunite conglomerate.*

A conglomerate occurs on Rørskarakselen. The round nodules consist of olivine covered with antigorite and anthophyllite. The matrix consists of antigorite, anthophyllite, talc, and magnesite. The longest axis of the nodules does not seem to have any preferred orientation.

10. *Pegmatites.*

The pegmatites fall in two groups:

1. Lenses with plagioclase, quartz, and garnet which are folded and have boudinage-structures.

2. Microcline-bearing veins, unaffected by the folding processes. They are especially abundant in the granodioritic gneisses.

The pegmatites seem to be connected with granitization processes in the gneisses and are probably of the replacement pegmatite type.

11. *The age relations between the igneous rocks.*

The trondhjemites are clearly younger than the amphibolites which they intrude. As is known from other areas of northern Norway, the dunites are the oldest igneous rocks. The age sequence should thus be: Dunites-Amphibolites-Trondhjemites (Granodiorites).

12. *Mylonitic rocks.*

Four zones of cataclastic rocks are found in the area. The rocks varies from coarse breccias (Fig. 2) to extremely finegrained mylonites and blastomylonites. The mylonites are most abundant. They are black

to green in colour, often banded, and contains scattered porphyroclasts of feldspar up to one centimeter in diameter. The only recrystallized minerals are quartz, chlorite, and microcline.

13. *The Metamorphism.*

The mineral assemblages in the rocks described are formed during the Caledonian Orogeny. The paragenesis hornblende, plagioclase, and epidote is frequently found through out the area, suggesting that the rocks are in the epidote-amphibolite and amphibolite facies. In the Seterfjell Nappe, plagioclases in supposed equilibria with epidote may vary from An_{35} to An_{55} over small distances. It is therefore suggested that the plagioclase-epidote equilibrium is modified by 1) the water pressure, 2) the Ca/Al-ratio in the rock, 3) exsolution fields in the plagioclases, and 4) the stress.

Approximately, however, the plagioclase-epidote equilibrium is a good measure for the metamorphism: In the eastern part of the area, albite is in equilibrium with epidote. The overlying Kvigtind Nappe has oligoclase, and the western Seterfjell Nappe has andesine-labradorite in equilibrium with epidote. The plagioclase content in the rocks increases to the west.

The crystalline tremolite-bearing limestones lack quartz. Near the borders, diopside is found together with quartz. Tremolite, therefore, is unstable with quartz in this facies.

14. *Structure.*

The bedrock consists of two nappes. The lower and easternmost Kvigtind Nappe rests disconformably on the greenstones and limephyllites of the Liming Series. The Kvigtind Nappe consists mostly of mica schists, trondhemites and granodiorites. The rocks are in the upper epidote-amphibolite facies in which epidote is in equilibrium with plagioclase An_{25} . The occurrence of dunite, dunite conglomerate, and quartzite suggests that the rock here could be compared with the rocks of the Rørvik Division in the Grong area, and to the ordovician Støren Group in the Trondheim Region.

The western and upper Seterfjell Nappe is divided into three parts by two mylonite zones. The rocks here are much richer in plagioclase, epidote and hornblende, suggesting a regional enrichment in Ca and



Tabell 9.

Anortittinnholdet i plagioklas (\div er i tynnslip uten epidot).

Sted	Bergart	Mol % anortitt
v. for Holmvasselv	Øyegneis	25 \div
Holmvasselv	Glimmergneis	37 \div
—	—	32
—	—	33 \div
Holmvassås	Reaksjonsskarn	45
—	Kalksilikatgneis	35
—	Glimmergneis	40 \div
Dunfjell	—	48
Kjerringvatn	Granodiorittisk gneis	20
—	Båndgneis	38
—	Reaksjonsskarn	35
Kappfjell	Kalksilikatgneis	33
—	Staurolitt-distengneis	35 \div
—	Granatamfibolitt	35 \div
—	Glimmergneis	37
—	—	55
—	—	25 \div
Kvanfjell	—	57
Tomasvatn	—	40
Seterfjell	—	52
—	Amfibolitt	61 \div
—	—	45
—	—	40
Kuklumpen	Glimmergneis	40
Rørskarakselen	Glimmerskifer	27
Gaksfjell	—	25
Kvigtind	—	27
I. Kjukkelen	Granodioritt	3

Na. The rocks are in the amphibolite facies, and here epidote is in equilibrium with plagioclase An_{25} to An_{55} . The rock types are granodioritic gneisses, mica-plagioclase gneisses and crystalline limestones.

The age relations of the tectonic deformations in the area are:

1. The principal folding phase of the Seterfjell Nappe with axes trending NNE.

The principle folding phase of the Kvigtind Nappe with axes trending about NE.

Formation of boudinage structures.

2. Folding on nearly vertical axes, moving the western bedrock to the north relative to the eastern.

3. The cataclastic zones are not influenced by the folding. The thrusting therefore is younger than the folding phases. The dip of the thrust planes is mostly 70° — 90° c to the west, but can be as little as 30° c.

A joint system is probably formed contemporaneously with the thrusting, giving 120° c as the direction of the tectonic transport during the thrusting.

4. Faults occur along the cross joints and the strike joints. The southern block has moved along the cross joints to the west relative to the northern. The western block has moved down along the strike joints relative to the eastern. The displacement is always less than one meter.

Litteraturliste.

- Barth*, 1952. Theoretical Petrology N. Y.
- Becke*, 1896. Über die Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Wiener akad. Anzeiger (cit. Grubenmann, 1910).
- Billings*, 1958. Structural Geology, 2nd ed. N. Y.
- Carstens*, C. W., 1924. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. N.G.T. 7, p. 185—270.
- Cole*, *Sorum* & *Taylor*, 1951. The structure of the plagioclase feldspars. Acta Kryst. 4, p. 20—29.
- Christie*, 1959. Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. N.G.T. 39, p. 268—271.
- Drescher-Kaden*, 1948. Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise.
- Eskola*, 1939. Barth, Correns, Eskola: Entstehung der Gesteine, Berlin.
- Foslie*, 1945. Hastingsites and Amfiboles from the Epidote-Amfibolite Facies. N.G.T. 25, p. 74—98.
- Foslie* & *Strand*, 1956. Namsvatnet med en del av Frøyningfjell. N.G.U. 196.
- Fyfe*, *Turner* & *Verhoogen*, 1958. Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.
- Grubenmann*, 1910. Die Kristallinen Schiefer. Berlin.
- Grønhaug*, 1959. En geologisk undersøkelse i området Majavatn—Kvigtind på kartbladet Børgfjell. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Gustavson*, 1959. En undersøkelse av de høymetamorfe bergarter på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Kulling*, 1933. Berggrunden inom Björkvatnet—Virisenområdet i Västerbottenfjällens centrale del. G.F.F. 55, p. 167—422.

- Kvale*, 1948. Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangel, Western Norway. Bergens Mus. Arb. 1946. Nat. rekke 1.
- Laves*, 1954. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. Journ. Geol. 62, p.409—411.
- Lien*, 1956. En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hattfjelldal. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Oxaal*, 1909. Fjellbygningen i den sydlige del av Børgefjell. N.G.U., 53.
— 1911. Fra indre Helgeland. N.G.U. 59.
- Ramberg*, 1943. En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. N.G.T. 23, p. 1—174.
- Ramsey*, 1957. Moine-Lewisian relations at Glenelk Invernesshire. Quart. Journ. Geol. Soc. of London. Vol. VXIII, 4, p. 487—520.
- Rekstad*, 1917. Vega. N.G.U. 80.
— 1924. Hattfjelldalen. N.G.U. 124.
- Reynolds*, 1946. The Sequence of Geochemical Changes leading to Granitization. Quartz. Soc. of London, 102, p. 389—446.
- Rosenqvist*, 1952. The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. Univ. Bergen Arb. 1952. Nat. rekke 4, p. 1—108.
— 1942. Metamorphism and Metasomatism in the Opdal Area. N.G.T. 22, p. 106—202.
- de Sitter*, 1956. Structural Geology. N. Y.
- Strand*, 1951. The Sel and Vågå Map Areas. N.G.U. 178.
— 1953. Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. N.G.U. 184.
— Sydøstligste Helgelands geologi. N.G.U. 191.
— Greenschists from the south-eastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies, and geological setting. N.G.U. 203, p. 112—129.
- Suhrland*, 1861. Geognostiske og geografiske Bemærkninger samlede på en reise til Helgeland 1843. Nyt Mag. f. Nat.vid. 11.
- Tröger*, 1956. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Stuttgart.
- Turner & Verhoogen*, 1951. Igneous and Metamorphic Petrology. N. Y.
- Vogt, J. H. L. & Rekstad*, 1900. Søndre Helgelands morfologi. N.G.U. 29.
- Vogt, Th.*, 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. N.G.U. 121.
— The lateral compression in Norway and the Great Glen Fault in Scotland. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forhandl. 27, p. 47—52.
- Winchell*, 1951. Elements of optical Mineralogy. N. Y.
- Yoder*, 1952. The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system, and the related metamorphic facies. Am. Journ. Sci. Bowen volume, p. 569—627.

G.F.F. = Geologiska Föreningens Förhandlingar.

N.G.T. = Norsk Geologisk Tidsskrift.

N.G.U. = Norges Geologiske Undersøkelse.

