

# En geologisk undersøkelse på den sørøstre del av kartbladet Salangen.

Av  
PER RAGNAR LUND

## Innhold.

	Side		Side
Abstract .....	74	c) Kalkmarmorene ...	84
Forord .....	75	d) Marmor med	
I Innledning .....	75	reaksjonskontakt ...	86
II Kvartærgeologi .....	76	Øvre glimmerskifergruppe	87
a) Landoverflaten ....	76	a) Glimmerskifer ....	87
b) Løsavleiringer ....	77	b) Amfibolittskifer ...	90
III Berggrunnen .....	77	c) Hornblende-	
1. Prekambriske bergarter ...	78	glimmerskifer .....	92
Granitt.....	78	3. Intrusive kaledonske	
Gabbro .....	79	bergarter .....	92
2. Metamorfe sedimentære		a) Granitt .....	92
bergarter .....	81	b) Amfibolitt.....	95
Undre glimmerskifer-		IV Metamorfosen .....	96
gruppe .....	81	V Strukturgeologi .....	97
a) Glimmerskifer ....	81	VI Bergartenes alder og stratigrafi .	100
b) Gneisbergarter ....	83	Litteraturliste .....	101

## Abstract.

Petrographic and structural investigations were made in a Cambro-Ordovician area of the Caledonides of Northern Norway, situated in Salangen, Troms. The rocks, mainly mica schists rich in biotite and/or muscovite, are mostly folded and the schistosity is very distinct. This group of rocks also comprises light gneisses rich in microcline; probably they represent metamorphic pelitic sediments. In the upper parts of the sequence are found some amphibolites and layers with large hornblende crystals in the mica schist. Crystalline limestones occur in the lower parts, the zones are always less than 20-30 meters in thickness.

Precambrian granite represent windows at the bottom of the Salangen valley. A

Caledonian granite is intruded in the schists near Lavangen. Analysis, norm and mode of the last mentioned granite are given.

The mineral assemblies suggest that the rocks are in the lower part of the almandine-amphibolite facies. Albite is the common feldspar in the rocks and the biotite isograd as well as the garnet isograd are exceeded in the area.

The described rocks lies in the continuation of the Håfjell synclinorium in Ofoten. A north-north-east direction of the strike combined with dip to the west certifies this. Folding on almost horizontal axes trending along the main Caledonian direction is combined with north-east cross-folds. It has not been possible to unravel any thrusting in this area, but local breccias, especially in the crystalline limestones and the hornblende-bearing mica schist, are common.

### Forord.

I forbindelse med en undersøkelse av mangan-førende jernmalm-horisonter i Sør-Troms sommeren 1959, fikk jeg anledning til, for Norges geologiske undersøkelses regning, å kartlegge den sørøstre del av kartbladet Salangen (N8). Markarbeidet ble avsluttet i 1960. Etter avtale med direktør H. Bjørlykke, fikk jeg benytte det innsamlede materiale til en hovedoppgave i geologi ved Universitetet i Oslo. Dessuten fikk jeg tynnslip til disposisjon og utført enkelte kjemiske analyser. Jeg takker ham for dette.

Tromsø, april 1963.

*Per Ragnar Lund*

### I. Innledning.

Det kartlagte området ligger i Troms fylke og utgjør den sørøstre del av kartbladet Salangen (N8). Feltet begrenses av eidet mellom Gratangsbotn og Lavangsdalen i vest, av Sagvannene med tilhørende vassdrag i nord og av kartbladgrensene i øst og sør. Se kartet Pl. I.

Fra Sør-Troms er det sparsomt med tidligere geologiske arbeider og det meste er gjort av pioneren, tollkasserer Karl Pettersen, som i Tromsø Museums Aarshefter fra 1870-1890 beskrev bergartene i Tromsø amt. I dette hundreår er det vesentlig Thorolf Vogt som har arbeidet i disse områder. Vogts Narvik-kart (1950) har vært til hjelp idet jeg har kunnet følge hans kalk- og glimmerskiferpersoner inn på kartbladet Salangen. Beklageligvis rakk han ikke å utgi en petrografisk beskrivelse før sin død og en kartbladbeskrivelse foreligger ikke.

Hensikten med arbeidet er å gi et bilde av en del petrografiske og strukturelle forhold i den lagrekken som er en direkte fortsettelse av



Fig. 1. Spanstind med «dalterskelen» i Spansdalen. Bildet tatt sørøver.  
*Spanstind with the "valley threshold" in Spansdalen. Seen toward the south.*

kartbladet Narviks metamorfe, sedimentære bergarter. Innledningsvis vil jeg omtale enkelte karakteristiske trekk ved landoverflaten i området. Noen kvartærgeologiske avsetninger er også omtalt.

## II. Kvartærgeologi.

### a) Landoverflaten.

Salangen-området preges i dag av strøkdalene med retning nordøst-sørvest og av fjordene som nesten rettviskrysser disse. Salangsdalen er det viktigste dalføret og parallellt med dette kan en lenger vest følge en tidligere dalsenkning som i dag er gjennomskåret av Lavangs- og Gratangsfjorden. Tilbake står en rekke fjellpass på 300-400 meters høyde over havet. Brebevegelsene i området kan enten ha hatt forskjellige retninger eller innlandsisen kan ha erodert og etterlatt seg bretunger i fjordmunningene som i en interglaciertid har fortsatt erosjonen på tvers av fjellkjedens strøkretning.

Spansdalen er en utpreget tverrdal som følger de omtalte fjorders

nordvest-sørøstlige retning. Den er et vakkert eksempel på en «to-generasjonsdal» med en markert terskel i 800 meters høyde på begge dalsider; under denne smalner dalen sterkt og har en typisk V-form mot den trange bunnen. Fig. 1. Utvilsomt har en her i postglacial tid hatt en meget kraftig elverosjon.

#### b) Løsavleiringer.

Brebevegelser i forskjellige retninger blir bekreftet av endemorenene som danner markerte rygger i flere av dalene i området. (Pl. I) Ved Maashaugen i Spansdalen er moreneryggen 25 meter høy og består av grus og sand og en del større blokker. Den øvre delen er vasket og jevnet ut til en flate som ligger 70 meter over havet; dette er også elveterrassenes høyde over havet lenger oppe i dalen. Ved Hesjevik og Soløy opptrer likeledes terrassene på samme høyde og i disse ble funnet følgende skjell: *Saxicava arctica* og *Astarte borealis*. De lå i den nedre leirholdige del og er begge nålevende former i den nordlige del av Norge. 70 meter over havet representerer sannsynligvis den marine grense i disse kyststrøk.

Breen som beveget seg nordover i Salangsdalen har lagt opp flere morener i denne. Ved Forset ligger en endemorene akkurat der dalen svinger fra en nordøstlig til en nordlig retning. Her er dalen skrappt ren for morenemateriale på vestsiden mens den andre dalside er dekket av en mektig sidemorene. Denne strekker seg fra elva i ca. 140 m.o.h. og opp til ca. 350 m. o. h.

Skuringsstriper finnes omtrent ikke i denne lett eroderbare berggrunn. Enkelte skuringsstriper og sigdbrudd rundt Laphaugvatn skulle, sammen med formen på de avrundete småkoller, (brattskrent på vestsiden, avrundet på østsiden), tale for en øst-vestlig isbevegelsesretning.

Løsblokker som ikke hører hjemme i området er en sterkt rødlig granitt. Den finnes i mindre blokker, under 0,5 m i tverrmål, helt opp i 1000–1100 m.o.h. Petrografisk skiller den seg fra granitten i disse strøk og er sannsynligvis kommet med innlandsisen fra grensetraktene mot Sverige. (Lina-granitt?)

### III. Berggrunnen.

Berggrunnen i området domineres av glimmerskifre som opptrer i en mildere metamorfosegrad og er av forskjellig habitus og petrografi. Deres regionale utbredelse går fram av kartet, Pl. I. Skifrene kan inn-

deles i en undre og en øvre avdeling og korreleres med henholdsvis Rombak- og Narvikgruppen på kartbladet Narvik (Vogt, 1950). Den førstnevnte har fyllittiske og kvartsittiske lag og er meget varierende av sammensetning, mangefargete kalkmarmorbenker opptrer dessuten i hele gruppen. I den øvre gruppen er glimmerskiferen en ensartet kvartsgranat-muskovitt-skifer som lokalt fører distén. Konkordante amfibolittlag er vanlig, men de fleste er for små til å komme med på kartet. Øst for Salangsdalen er hornblenderike lag blitt oppknytt i glimmerskiferen og en har fått dannet en hornblende-glimmerskifer.

Grunnfjellsvinduet på kartbladet Narvik (Vogt, 1950) har en direkte fortsettelse på kartbladet Salangen i Salangsdalen. Kupper av en grovkornet granitt stikker opp i dalbunnen. Sammen med denne finnes en delvis omvandlet gabbro; begge bærer preg av kaledonsk deformasjon. Ved Fossbakken og Solbakken i Salangsdalen består berggrunnen av en lys gneis som sannsynligvis er dannet ved granittisering av glimmerskiferen. Endelig er det omkring Tennevoll ved bunnen av Lavangen intrudert en hvit granitt i den undre del av lagpakken. Sekresjonspegmatitter og kvartsslirer er meget alminnelige.

Tektonikken preges av plastiske bøyingsfolder, konsentriske eller disharmoniske, i alle deler av lagpakken. Foldningsaksene svinger fra nordvestlig tverrfoldning til foldning etter fjellkjedestrøket nordnordøstlige retning. Å dømme etter oppknusingssoner langs enkelte kalkspatmarmor- og amfibolittbenker har en hatt bevegelser og muligens overskyvninger i lagrekken. En stratigrafisk inndeling har ikke vært mulig på grunn av manglende ledehorisonter og sterk foldning.

### 1. *Prekambriske bergarter*

#### Granitt.

Fra den nordøstlige del av kartbladet Narvik kan en følge et grunnfjellsvindu inn på kartbladet Salangen. Berggrunnen består overveiende av en grå, middelskornet granitt som viser overganger til såvel en mørkere biotittrik som en lysere mikroklinrik granitt. Mineralinnholdet i bergarten ligger innenfor grensene: mikroklin 30–40%, kvarts ca. 25%, plagioklas 20–30% og biotitt 5–15%. Ilmenitt-innholdet er ca. 4%. Den lyse granitt ser ut til å ha trengt inn i den mørke, da en i den sistnevnte finner sprekkfyllinger og ptygmatiske folder med lys granitt.

Om mineralene kan nevnes:

*Mikroklin*: Kornene er opptil 5 mm store og er sterkt tektonisk deformert med undulerende utslukning. Sprekkfyllinger med rekrystallisert kvarts og kalkspat og inneslutninger av plagioklas.

*Plagioklas*: Sterk sericitisering med orienterte nåler og opp til 0,1 mm store epidotkorn innesluttet. Feltspaten er en albitt. (5-7% An).

*Kvarts*: Sterkt undulerende med suturerte omriss.

*Biotitt*: Friske korn, ofte som radiære stråler ut fra et sentrum. Vanlig pleokroisme. Ertsnåler er innesluttet og krysser hverandre under 60°s vinkel, dette gir biotitten en sagenittisk struktur (Wahlstrøm, 1959). Nålene, trolig rutil, er et omdanningsprodukt av ilmenitt som er konsentrert i dette mineral.

### Gabbro.

I enkelte mindre partier i Salangsdalen finnes en svart biotitt-hornblende-gabbro som kupper i dalbunnen. Den viser skarpe grenser til granitten som ser ut til å ha trengt inn i gabbroen. Da det bare er få blotninger av denne bergart, er den ikke avsatt på kartet Pl. I. De viktigste mineralene er: Plagioklas: ca. 33%, hornblende: ca. 29%, biotitt: ca. 18% og kvarts: ca. 8%. Teksturen er xenomorf, middelskornet.

*Plagioklas*: Klar, med enkelte bøyde tvillinglameller. Sammensetningen er  $An_{37}Ab_{63}$ , altså en andesin.

*Hornblende*: Anhedrale korn som viser omvandling fra midten av mineralet og utover mot kantene. Det har alltid en blågrønn randsoner. Pleokroisme: Z=grønn-oliven-grønn. Y=brungrønn. X=lys brun. Omvandlingsproduktet har lys brun egenfarge og vanligvis 1. ordens interferensfarger. Rester av brun biotitt og et finkornet epidotmineral er innesluttet. Trolig har hornblendene blitt omdannet til en avbleket biotitt og til epidot ved en lavhydrotermal metasomatose. Fig. 2. Jernerts er utskilt som nåler i mineralet.

*Biotitt*: Et spektrogram av mineralet viser en jernrik variant, en lepidomelan. Pleokroisme: Z=Y=brun-rødbrun. X=lys brun.

Ertsinnholdet i gabbroen er stort, ca. 6%, og utgjør vesentlig ilmenitt med korona-dannelser som i granitten. Randsonene er sannsynligvis leucoxen. Apatitt finnes som euhedrale krystaller opp til 1 mm lange.

Jeg tror det er rimelig å anta at bergartene i dette vindu er av prekambrisk alder. Vinduet er skilt fra Rombakantiklinalens prekambriske

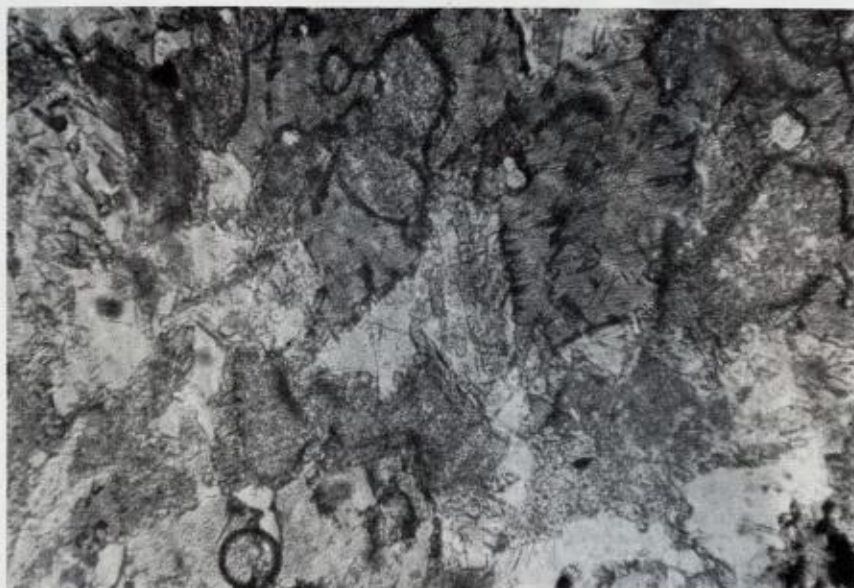


Fig. 2. Biotitt og epidot dannet på bekestning av hornblende. Sagenittiske rutil(?)-inneslutninger. Hvite partier: plagioklas.

*Photo showing hornblende replaced by epidote and biotite. Sagenitic rutil(?)-inclusions. The white grains are plagioclase*

bergarter (Th. Vogt N.G.T. 21 1941) ved en mellomliggende, på det smaleste 15 km bred, sedimentpakke. Det er ikke funnet at granitten eller gabbroen er intrudert i biotittskiferen over, men på enkelte steder er skiferen steiltstående mot granitten. Denne ser på sin side ut til å være yngre enn gabbroen som den har trengt inn i. En kontaktmetamorfoserende virkning på sedimentene av eventuelle eruptiver må i tilfelle være skult av en senere regionalmetamorfose. Bergartene i området har vært utsatt for en tektonisk påvirkning og en retrograd metamorfose kan ha funnet sted. Hornblendene har gått over til biotitt og det er frigjort CaO som kan reagere med hornblende. Den aktivitetsenergi som skal til for å sette en slik prosess i gang kan være tilført ved at grunnfjellsunderlaget også delvis har tatt del i den kaledonske foldning. Th. Vogt går så langt som til å hevde at underlaget er blitt skjøvet østover i en senere foldningsfase (N.G.T. 21, 1941). Ingen bekreftelse på dette er funnet i grunnfjellsvinduet i Salangsdalen.

## 2. Metamorfe sedimentære bergarter.

### Undre glimmerskifergruppe.

#### a) Glimmerskifer.

Sedimentavdelingen som følger over grunnfjellet er den dominerende på det kartlagte området. Den utgjør den vesentligste del av berggrunnen opp til en høyde over havet på 800–1000 m. Pettersen (1888) betegnet den som Balsfjordgruppen med «milde halvkrystalline til krystalline lerglimmerskifre med kalkstensinlejerings». Det er en heterogen gruppe med veksling mellom svarte biotittskifre, sølvskimrende kvarts-granat-muskovit-skifre og overganger til skifre med en fyllittisk og bituminøs habitus. Foldningskreftene som har virket på sedimentpakken har gitt konsentriske eller disharmoniske bøyingsfolder av alle størrelser. De små foldene kan være sterkt sammenpresset og gir da skiferen en typisk kruskløv (flow cleavage) med en rynket overflate. I forbindelse med foldningene har en hatt en «utsvetting» av grovkornet kvarts i årer og slirer. (Fig. 3). I avdelingens undre del kan dette være så utpreget at skiferen får et gneisaktig utseende med pegmatittdannelser: kvarts-albitt i kornstørrelser på 2–3 mm med store muskovittbunter. Hvor deformasjonen er mindre kan opptil dm-tykke gjennomskjærende kvartsårer følges rettlinjet flere meter i skiferen.

Fig. 3. Foldet glimmerskifer med kvartsslirer. Akseplan hellende vestover. Blåfjell.

*Folded mica schist with quartz veins. The dip of the axial plane is to the west. Blåfjell.*





Mineralsammensetningen veksler meget, de vanlige parageneser ordnet etter avtagende hyppighet er:

kvarts, muskovitt, biotitt, granat  
 kvarts, biotitt, muskovitt, kloritt  
 kvarts, muskovitt, kloritt, granat  
 kvarts, albitt, muskovitt, kalkspat  
 kvarts, epidot, albitt, biotitt

Den vanlige kvarts-muskovitt-biotittskifer viser overganger til glimmerfattige kvartsittiske skifre, skifre rike på plagioklas (albitt) og i enkelte tilfelle skifre med epidot som et dominerende mineral. En gjennomsnittssammensetning av bergarten ut fra punkttelling er:

Tabell 1

Kvarts .....	44%
Muskovitt .....	25%
Biotitt .....	16%
Granat .....	4%
Plagioklas .....	3%
Epidot .....	2%
Kloritt .....	2%
Erts .....	2%
Hornblende .....	1%
Distén .....	1%
Sum .....	100%

Variasjonene i glimmerinnhold gir skifrene et vekslende utseende med overganger fra finskjellet fyllittisk muskovittskifer til mørk storbladet biotittskifer. Grønn klorittskifer opptrer også og karakteristisk er granater som med sine euhedrale former trer fram på forvitret overflate. Vekslingen i mineralsammensetningen må for en stor del skyldes forskjeller i sedimentenes kjemiske sammensetning og være primær.

Ved Sandmel i Spansdalen er det en ca. 20 m mektig grafittskifer, men et gjennomgående for stort glimmerinnhold har hindret en praktisk anvendelse av grafitten.

Om glimmerskiferens mineraler kan nevnes:

*Muskovitt*: Mineralet er fargeløst og danner mm-store bøyingsfolder som gir skiferen en lepidoblastisk tekstur.

*Biotitt*: Vanligvis uomvandlet med innesluttede zirkonkorn omgitt av pleokroittiske ringer. En del biotitt er omdannet til lys grønn kloritt (optisk positiv med liten aksevinkel).

*Granat*: Ofte med pent utviklede krystallflater og inneslutninger av så vel S-formede som rette kvartsstriper. Under rotasjon av mineralet har kvarts og kalkspat rekrystallisert i le av dette. Et optisk spektrogram av granat fra Nordtind gav følgende data:  $\text{Ca}^{2+}$  ca. 1%,  $\text{Mg}^{2+}=1\%$ ,  $\text{Mn}^{2+}=0,5\%$ . Spor av Cr og Sc. Mineralet skulle da svare til en normal almandin.

Ertsminalene er overveiende magnetitt, men det opptrer også enkelte euhedrale svovelkiskrystaller.

#### b) Gneisbergarter.

Glimmerskiferen kan, som nevnt, i lavere deler av sedimentserien få en mere gneisartet karakter. I enkelte partier langs Spanselva har en feltspatporfyroblast-dannelse i biotittskiferen sammen med en økning i plagioklasmengden, gitt en overgangssone med glimmerskifergneis mot den overliggende glimmerskifer. Denne gneisen er ikke skilt ut på det geologiske kartet. Pl. I. Bergarten består av like meget kvarts, mikroklin og plagioklas med et biotittinnhold på ca. 10%. Teksturen er porfyroblastisk, men kan også gå over til porfyroklastisk med mørteltekstur. Dette er særlig typisk i gjennomskjærende sprekkefyllinger hvor fin-kornet kvarts utgjør mellommassen rundt og i sprekkefyllinger i større mikroklinkorn.

*Mikroklin* opptrer som xenoblastiske, vanligvis 2,5 mm store korn i bergarten. Streng- og flekkpertitter er sannsynligvis dannet ved «replacement» fordi slipene viser klart at mineralet har krystallisert ut ved fortrenning av nåværende innesluttet plagioklas.

*Plagioklas* er i denne bergart følgende eldre enn mikroklin. Mineralet inneholder meget sericitt og epidotkorn. (An-innhold:  $\text{An}_0\text{-An}_{10}$ ).

Titanitt opptrer hyppig i glimmerskifergneisen (opp til 3%), og ilmenittkjerner i mineralet er vanlig.

Øverst i Spansdalen nær Fossbakken går berggrunnen over i en lys mikroklinrik gneis. Smale biotittskiferbånd opptrer konkordant med foliasjonen og rødfargede kalifeltspatstriper er alminnelig på grensene. Ved Solbakken i Salangsdalen har en den samme berggrunn, men her er gneisen overliggende til grunnfjellspartiene i dalbunnen. Mineralinnholdet i gneisene skiller seg fra glimmerskifergneisene ved høyere kvarts-



Fig. 4. Uren kalkspatmarmor med skiferpartier innesluttet. Blåfjell.

*Impure limestones with inclusions of mica schist. Blåfjell.*

og lavere glimmerinnhold. (ca. 45% kvarts og 1-4% glimmer). De er fin- til middelskornet. Mikroklin er det sist dannede mineral fordi det har inneslutninger av alle de andre mineralene. Plagioklasen er albittrik med ca. 5% An.

Disse gneisbergarter kan være dannet ved en granittisering av Na-rike glimmerskifre. De har fått sitt mikroklininnhold ved en  $K_2O$ -metasomatose idet kaliholdige løsninger har trengt opp og gitt en feltspatporfyroblastdannelse. I Salangsdalen har en aktivisering av grunnfjellet under vært årsak til kalitilførselen til de overliggende sedimenter. Under en granittiseringsprosess vil de stoffer som ikke er til stede i en normal granitt diffundere ut, følgelig må CaO og MgO/FeO-innholdet minke for at en lys gneis skal bli resultatet. (Reynolds, 1946). Bergartene regner jeg etter dette for å være av en sedimentær opprinnelse.

### c) Kalkmarmorene.

Kalkmarmor, og til dels dolomittmarmor, opptrer hyppig i den andre glimmerskifergruppen som smale parallellt liggende benker i liten innbyrdes avstand. Mektighetene varierer sterkt langs strøkretningen,

fra få til opp mot 20–30 meter. De kiler også lett ut, bare benker med mektighet på over 5 meter er tatt med på kartet. Marmoren er finkornet til middelskornet, grå, med inneslutninger av bituminøse fyllittlag og sporadisk med grafitt på grensene til skiferen (fig. 4). Under foldningene av sedimentene har marmoren delvis rekrystallisert og fører kvarts (også bergkrystall), kalkspat og svovelkis i årer og slirer. En analyse av marmor fra Jordbrua, Spanselva, viser sammensetningen for en typisk kalkmarmor i området:

Tabell 2

SiO <sub>2</sub> .....	5,76 vekt%
TiO <sub>2</sub> .....	0,08 »
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,77 »
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,51 »
MnO .....	0,04 »
MgO .....	0,99 »
CaO .....	49,92 »
Na <sub>2</sub> O .....	0,15 »
K <sub>2</sub> O .....	0,37 »
CO <sub>2</sub> .....	40,09 »
P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,09 »
S .....	0,29 »
Sum .....	100,06 vekt%
CaCO <sub>3</sub> .....	89,14 vekt%
MgCO <sub>3</sub> .....	1,86 »
Uoppløst .....	9,00 »
Sum .....	100,00 vekt%

Anal.: K. Haugen, NGU.

De tre øverste marmorbenkene på østsiden av Grønnfjell er delvis dolomittisert; likeledes benken på nordøstsiden av Trondfjell som kan gå opp i en mektighet på 20–30 m. Dette er den eneste marmor i den øverste glimmerskifergruppe og den adskiller seg fra marmorene ellers ved å føre en 3–4 m mektig kvartsgang med kobber- og magnetkis. Kisen ligger som skjellformede masser i en mellommasse av euhedrale kvarts- og kalkspatkrystaller. Det har vært prøvedrift på forekomsten (Solbakken kobberkiskjerp), men den er ikke funnet drivverdig.

Dolomittmarmoren er hvit og sukkerkornig; en kompleksimetriisk bestemmelse av Ca- og Mg-innholdet gav følgende resultat:

Tabell 3

CaCO <sub>3</sub> .....	62,7 vekt%
MgCO <sub>3</sub> .....	37,1 »
Uopløst .....	0,2 »
Sum .....	100,0 vekt%
Dolomitt .....	81,1 »
Kalkspat .....	18,7 »
Aksessorier .....	0,2 »
Sum .....	100,0 vekt%

*Dolomitt:* Jernfattig, N<sub>0</sub>: 1,6850 ± 0,003 tilsvarer et Fe-innhold på under 10%. (Tröger, 1959).

Aksessorisk opptrer i marmorene muskovitt- og klorittnåler, euhedrale svovelkiskrystaller og magnetittkorn. Den grå kalkmarmor har finfordelt grafittstøv i mineralene; dolomittiseringen kan ha vært ledsaget av en oksydasjon av de organiske bestanddeler og dette kan være årsaken til dolomittens hvite farge. Den kan være dannet metasomatisk fordi den alltid inneholder en del kalkspat og går gradvis over i kalkmarmor. Hvorfor bare enkelte benker er blitt dolomittisert er uklart; kanskje har det primære sediment lokalt vært ekstra grovkornet og dolomittiseringen derved blitt fremmet.

#### d) Marmor med reaksjonskontakt.

I Spansdalen ved Storbakken ble det funnet en grønnfarget reaksjonsone mellom kalkmarmoren og glimmerskifergrisen. Det har foregått bevegelser i denne sone fordi en finner talk på små glideplan og rekrystalliserte, subhedrale kalkspatkrystaller i druserom. Mineralene i kontakten er kalkspat, talk, hornblende, pyroxen og kloritt; kvarts er ikke funnet.

*Hornblende:* En jernfattig tremolitt. 2V: stor, negativ, Z/c=16°.

*Pyroxen:* En diopsid hvis jerninnhold er ca. 5 Mol%, den ligger innesluttet i tremolitt. N<sub>Z</sub>=(1,7000 ± 0,003). 2V<sub>Z</sub>=60°. Negativ elongasjon.

Årsaken til diopsiddannelsen kan være en temperaturstigning betinget av den sterke foldning i de laveste deler av sedimentpakken. Dette vil da føre til en mobilisering av de elementer i sidebergarten som kunne danne hornblende ved en reaksjon. Denne har gått videre, idet tremolitt har reagert med kalkspat og kvarts med diopsid som resultat (Barth, 1952), og er ikke stoppet opp før all fri kvarts har blitt bundet i mineralene.

### Øvre glimmerskifergruppe.

#### a) Glimmerskifer.

Glimmerskiferen opptrer mellom Fjordbotneidet og Spanstind og i de høyest beliggende delene av fjellpartiet Trosen-Trondfjell. I Grønnfjell, Botnfjell, Mikkelsfjell og Perfjell inneholder denne glimmerskiferen vekslende mengder av hornblende. Skiferen er massivere enn i lavere nivåer og typisk er kvarts i slirer, linser og årer. De følger lagningen og kan være kuttet av ved små horisontalforskyvninger loddrett på foldningsaksene. Vertikalt stående, 1–2 m brede sprekker med hydrotermalkvarts kan følges i strøkretningen i flere hundre meters lengde. De gjennomskjærer skiferen og er yngre enn all foldning; tektonikken er den samme som i den undre glimmerskifergruppen.

Skifrene er middelskornet med en kornstørrelse på 5 mm maksimalt og et gjennomsnitt på ca. 1 mm. Mineralsammensetningen etter telling av 5 representative slip er:

Tabell 4

















Kvarts .....	45%
Muskovitt .....	26%
Biotitt .....	11%
Granat .....	7%
Kloritt .....	6%
Plagioklas .....	3%
Distén .....	1%
Erts .....	1%
Sum .....	100%

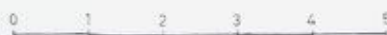
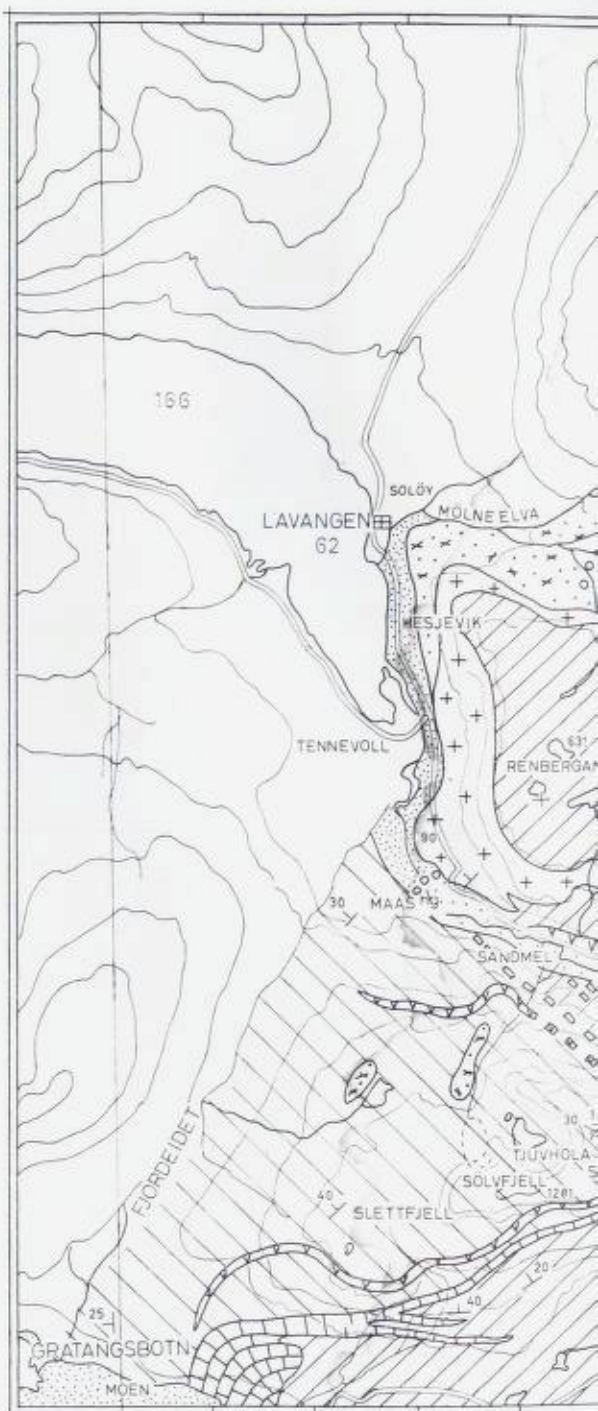
Om mineralene kan nevnes:

*Kvarts*: Korn større enn  $\frac{1}{2}$  mm er sterkt undulerende og ligger med sin største akse i skifrihetsplanet. Ofte er de oppsprukket loddrett på dette.

# GEOLOGISK KART OVER DEN SÖRÖSTRE DEL AV KARTBLAD SALANGEN



-  Granitt  
(ROMBAKGRANITT)
-  Glimmerskifer  
(ROMBAKGRUPPEN)
-  Gneis
-  Kalkmarmor
-  Kalkmarmor i ur
-  Hydrotermal kvarts
-  Glimmerskifer  
(NARVIKGRUPPEN)
-  Amfibolitt
-  Hornblendeglimmer-  
skifer
-  Granitt
-  Morenegrus
-  Endemorener
-  Elveavleiringer
-  Havavleiringer
-  Bre    / Strök og fall
-  Kobberkis    • Grafitt



7°0' Öst for Oslo

Ekvidistanse = 150m





*Muskovitt*: Flikete korn i sammenvoksning med kloritt og biotitt.

*Biotitt*: Pleokroisme: Z=Y=brun. X=lys gulbrun. Randsonene omvandlet til kloritt. Zirkon med halo innesluttet.

*Granat*: Anhedrale og euhedrale korn med diameter 1–5 mm. Omvandling til kloritt langs sprekker og kanter. Et spektrogram av mineralet fra Spanstind gav følgende data:  $Mn^{3+}$ : 0,5–1%,  $Ca^{2+}$ : ca. 1%,  $Mg^{2+}$ : ca. 1%. Spor av  $Y^{3+}$  og  $Yb^{3+}$ . Mineralet er altså en normal almandin.

*Kloritt*: Pleokroisme: Z=Y=lys grønn. X=fargeløs. 2V: positiv, liten.  $N_y$ : (1,6210 ± 0,002). Brytningsindex svarer til et MgO/FeO forhold på ca. 40 Mol% FeO. (Tröger, 1959). Mineralet er overveiende sekundært, omvandlet fra granat og biotitt.

*Distén*: Porfyroblaster delvis omvandlet til tette aggregater av sericittnåler. 2V: negativ, stor.  $X/c=2^\circ$ . Mineralet ligger i skiffrighetsplanet og som oftest i kvartsslirene i skiferen.

*Plagioklas*: Sammensetningen svarer til en albitt.

Ertsen er for det meste magnetitt og aksessorisk finnes epidot og turmalin. Det sist nevnte er diokroitisk i blågrønt (Z) til lys brunt (X).

#### b) Amfibolittskifer.

I denne glimmerskifergruppe ligger smale amfibolittbenker konkordant med skiferen på sidene og i stadig veksling med denne. Mektighetene er som regel under 5 m; bare de som er større enn dette er tatt med på kartet Pl. I. Amfibolitten er foldet sammen med glimmerskiferen i disharmoniske bøyingsfolder; tensjonskrefter har også virket og gitt en begynnende boudinagestruktur i lagene (Fig. 5). Teksturen er finkornet nematoblastisk med oppknuste hornblendekrystaller innfiltrert i hverandre. Epidot og kvarts opptrer ofte i bånd og gir bergarten et foliert utseende med stor planskiffrighet. Mineralsammensetningen er:

Tabell 5

Hornblende .....	58%
Epidot .....	17%
Kvarts .....	12%
Plagioklas.....	10%
Rutil (og titanitt) .....	2%
Kloritt .....	1%
Sum .....	100%



Fig. 5. Amfibolittbånd og et bånd med boudinagestruktur foldet i kvarts-muskovitt skifer.  
Spanstind

*Banded amphibolites and boudinage in folded mica schist. Spanstind.*

Om mineralene kan nevnes:

**Hornblende:** Equidimensjonable anhedrale korn, enkelte med basisflater utviklet. Omvandling til kloritt langs sprekker; dråpeformet kvarts og litt epidot innesluttet. Pleokroisme: Z=blågrønn. Y=grønn. X=lys brun.

$N_z: (1,6700 \pm 0,002)$

$N_x: (1,6540 \pm 0,002)$

Dobbeltbrytning: 0,016

Utslukning:  $Z/c = (16 \pm 1)^\circ$

$2V_x = 73^\circ$

**Plagioklas:** Xenoblastiske korn nesten uten tvillinglameller og med uskarpe grenser. Inneslutninger av sericitt og epidot. Oligoklas.

Aksessorier er apatitt og erts.

Amfibolittskiferen holder jeg for å være av suprakrustal opprinnelse. De ofte meget smale konkordante lag i skiferen har skarpe grenser til denne, men hornblendebunter kan også opptre i glimmerskiferen på sidene. Variasjonen i sammensetning langs etter strøket er liten og det at den frie kvarts veksler fra 5-20% er trolig et sekundært fenomen.

Mangelen på biotitt og det lave kali-innhold i det hele gir likevel grunn til en viss reservasjon mot den sedimentogene opprinnelse for amfibolitt-skiferen.

### c) Hornblendeglimmerskifer.

I Grønnfjell, Botnfjell og Perfjell fører glimmerskiferen vekslende mengde med hornblende. Ellers har den den samme mineralsammensetning som skiferen i denne gruppe: kvarts-muskovitt-biotitt-granat. Hornblende-innholdet øker oppover fra kalkspatmarmoren som danner grensen til den underliggende glimmerskifer, men økningen er ikke jevn. En kan iaktta hyppige overganger mellom finkornet amfibolitt og skifer med kvarts-muskovitt eller kvarts-albitt med hornblendenaaler. Fra en høyde over havet på ca. 900–1000 m har skiferen vært utsatt for sterke tektoniske påvirkninger som har ført til dannelse av en kataklastisk deformert hornblendeglimmerskifer. Dens utseende er preget av den ujevne overflate hvor uorienterte hornblendebunter stikker opp. Kwartslinser og -slirer opptrer hyppig.

*Hornblende:* Xenomorfe korn med størrelse fra 0,02 mm til 5 mm. Delvis oppknust med omvandling til grønn kloritt. Poikilittiske kvarts-inneslutninger og zirkon med halo. Pleokroisme:  $Z=Y=$ blågrønn.  $X=$ lys brun.

$$N_z: (1,670 \pm 0,001)$$

$$N_x: (1,6540 \pm 0,001)$$

$$\text{Dobbeltbrytning: } Z/c=17^\circ$$

$$2V_x=76^\circ$$

Feltspaten er etter brytningsindex og aksevinkel en albitt-oligoklas. Aksessorisk opptrer apatitt, titanitt, rutil og erts.

Hornblende i kontakt med muskovitt viser ingen reaksjon med dette mineral. Dette er av betydning for bergartenes metamorfosegrad, under forutsetning av likevekt, fordi assosiasjonen grønn hornblende/muskovitt er kritisk for lavere del av epidot-amf. fasies (Strand, 1951). Jeg kommer tilbake til dette under omtalen av metamorfosen.

## 3. Intrusive kaledonske bergarter.

### a) Granitt.

Fra fjordbunnen i Lavangen og et par km oppover langs Spansdalens nordlige side står en granitt med vekslende habitus og petrografi i dalsiden. Store partier har en helt hvit farge med glinsende muskovittskikt;

kollen 90 m o.h. nord for Maashaugen gård er et eksempel på dette. Innesluttet og med skarpe grenser til denne ligger en grå granitt som en også kan finne som lag konkordant med skifrene på sidene oppover langs Mølnelva og Styggedalselva. Disse skifrene har da ofte preg av glimmer-skifergneis og ligner på de omtalte i Spansdalens øvre del.

Petrografisk er den hvite granitt karakterisert ved et meget vekslende mikroklininnhold og nesten fravær av femiske mineraler. Teksturen varierer fra porfyrisk, med opptil flere dm lange feltspatkrystaller i en sukkerkornig middelskornet grunnmasse, til en xenomorf, granulær tekstur.

Mineralbeskrivelse:

*Kvarts:* Anhedrale og klare korn, de største en del undulerende og litt oppsprukket.

*Mikroklin:* Xenoblastiske korn med største lengde funnet i slip: 5 mm. Undulerende og oppsprukket, delvis uten tvillinggitter. Det er tydelig at mineralet har fortrenget plagioklas fordi en finner adskilte rester med frynsete omriss av dette mineral i optisk kontinuitet med hverandre inne i store mikroklinkorn. Mineralet omslutter alle andre mineraler og er derfor yngst.

*Plagioklas:* Meget stor variasjon i kornstørrelse: fra 20 mm (i slip) til 0,1 mm i grunnmassen. Oppsprukket med forskjellig orienterte korn sammenkittet i hverandre. An-innholdet varierer fra  $An_0$  til  $An_{10}$ , altså albitt.

Den grå granitt er homogen og viser ingen foliasjon. En finner linseformede inneslutninger med biotittmasser i den og ptygmatiske kvartsfeltspatårer som skjæres av rettlinjede kvartsårer. I den 10 meter høye veiskjæring sør for Hesjevik veikryss på Tennevoll ble det tatt en prøve av den grå granitten (Nr. I). Analyse, norm og mode av denne og en granitt fra Furulund, Sulitjelma, (Nr. II) (Vogt, 1927 s. 254), er satt opp i de følgende tabeller.

Tabell 6

	I	II
SiO <sub>2</sub> .....	71,92	71,28
TiO <sub>2</sub> .....	0,26	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14,29	14,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,39	0,76
FeO .....	1,99	2,46
MnO .....	0,01	0,04
MgO .....	0,44	0,68

	I	II
CaO .....	1,37	1,53
BaO .....	-	0,09
Na <sub>2</sub> O .....	3,31	2,47
K <sub>2</sub> O .....	5,16	5,36
CO <sub>2</sub> .....	0,07	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0,08	0,11
S .....	-	0,03
H <sub>2</sub> O (+) .....	0,47	0,54
H <sub>2</sub> O (-) .....	0,08	0,05
Sum .....	99,84	100,19

I: S mindre enn 0,01

I: Granitt, Tennevoll. Anal: K. Haugen

II: Granitt, Furulund. (Vogt, 1927, anal. 10 s. 254)

#### CIPW-norm

	I	II
q .....	28,81	31,22
or .....	30,36	31,69
ab .....	27,82	20,86
an .....	5,53	6,39
c .....	1,25	1,98
Σ sal .....	(93,77)	(92,14)
hy .....	3,79	4,84
mt .....	0,67	1,09
il .....	0,55	0,91
ap .....	0,25	0,25
pr.....	-	0,05
Σ fem .....	(5,26)	(7,39)
CaCO <sub>3</sub> .....	0,14	0,25
H <sub>2</sub> O .....	0,55	0,59
Sum .....	99,72	100,12

#### Mode-beregninger

	I	II
Kvarts .....	29,3	32,60
Mikroklin .....	22,7	30,00
Plagioklas .....	33,1	18,80

	I	II
Epidot .....	1,3	0,45
Muskovitt .....	6,9	3,98
Biotitt .....	5,3	12,17
Titanitt .....	0,6	1,17
Apatitt .....	0,2	0,25
Svovelkis .....	–	0,05
Magnetitt .....	0,5	0,40
Kalkspat .....	0,2	0,25
Sum .....	100,1	100,12

I et slip av den analyserte prøve er plagioklasens sammensetning  $An_{10}Ab_{90}$ . En modeberegning av plagioklasens anortittinnhold gav et resultat på 11 Mol% An. I motsetning til den hvite granitt, finner en intet bevis for at mikroklin er det yngste mineral i denne bergart.

Ved siden av biotitt med vanlig brun pleokroisme og inneslutninger av zirkon med halo, opptrer som aksessorier i granittene: epidot med brune ortittkjerner, oppknuste granater, titanitt, erts, kloritt, apatitt og zirkon.

Disse granittiske bergarter er sannsynligvis intrusive. Analysen av granitten fra Tennevoll viser likhet i kjemisk sammensetning med Furulundgranitten fra Sulitjelma. Mineralsammensetningene divergerer ikke vesentlig og granittenes opptreden i marken stemmer bra overens. I Sulitjelma finnes trondhemittiske bergarter i nær tilknytning til Furulundgranitten. Granittene ved bunnen av Lavangen er ikke funnet å skjære over glimmerskifrene og deres intrusjonsnivå kan ikke observeres. Det ser heller ikke ut til at granittintrusjonene har forstyrret skifrenes lagstilling i vesentlig grad og at de derfor har hatt karakter av injeksjoner. Den hvite granitt har fått sitt mikroklininnhold ved en  $K_2O$ -metasomatose og har opprinnelig vært av en trondhemittisk sammensetning. En sterk tektonisk påvirkning i denne undre del av lagrekken kan være årsak til metasomatosen og til granittens varierende tekstur.

#### b) Amfibolitt

For helhetens skyld skal kort omtales en liten amfibolittkuppe ved Sandmel i Spansdalen (Pl. I.). Som ellers i dalen er bergarten tektonisert med kvartsårer og lyserøde mikroklinlinser, særlig på grensene til glim-

merskiferen på sidene. Amfibolitten er nærmest en hornblenditt fordi den foruten hornblende inneholder under 10% plagioklas. Epidot-mineraler mangler.

Et interessant forhold mellom tre av mineralene i bergarten skal omtales. I den ene delen av et slip fører hornblenden inneslutninger av små titanitt- og ilmenittkorn, men bare den sistnevnte erts i den andre del. På overgangssonen går den grønne hornblenden over til å bli brun med en grønn randsone; altså nettopp der hvor titanittkornene forsvinner. Dette kan oppfattes slik som Gustavson gjorde det for en brun hornblende fra Børgefjell (Gustavson og Grønhaug, 1960). Han viste at hornblendens brune farge kan skyldes et større titan-innhold i denne, enn i den grønnfargede.

#### IV. Metamorfosen.

I det undersøkte område er følgende mineralassosiasjoner vanlige å finne i bergartene:

- kvarts, muskovitt, biotitt, granat (glimmerskifer)
- kvarts, mikroklin, albitt, biotitt (granitt, gneis)
- hornblende, epidot, oligoklas, kvarts (amfibolitt)
- biotitt, hornblende, andesin, kvarts (gabbro)
- kvarts, hornblende, muskovitt, granat, biotitt (hornblendeglimmerskifer)
- kvarts, hornblende, muskovitt, granat, biotitt (hornblendeglimmerskifer)

Gneisbergartene, som fører albitt i likevekt med epidot, befinner seg i grønnskiferfasies. At en har hatt en sterkere metamorfose går imidlertid fram av at så vel biotitt-isograden som granat-isograden er overskredet i området. De granittiserte sedimentene har hatt en sammensetning med et for lite CaO-innhold til at en mere basisk plagioklas kunne bli dannet.

I hornblendeglimmerskiferen er det kjemisk likevekt mellom hornblende og muskovitt. Som nevnt er denne kombinasjonen kritisk for lavere del av epidot-amfibolittfasies. (Strand, 1951).

I reaksjonssonen i kalkmarmoren har en fått dannet diopsid ut fra tremolitt, kalkspat og kiselsyre. Ramberg (1952) oppfatter denne reaksjon som kritisk for overgangen fra epidot-amfibolittfasies til amfibolittfasies under forutsetning av ren tremolitt i reaksjonslikningen. Diopsiddannelsen forutsetter en temperaturstigning, men på den annen side er mineralet mer avhengig av sitt kjemiske miljø enn av de temperatur- og

trykkforhold som hersket under metamorfosen (Turner og Verhoogen, 1960). Barth (1952) setter en så lav temperatur som 270° C for den nevnte reaksjon. At diopsid opptrer i marmoren betyr derfor ikke at en nødvendigvis har hatt en høyere metamorfosegrad i reaksjonssonen enn ellers i området.

Stressvirkningene i feltet har gitt bergartene deres krystallisasjonskifrihet og sterke folder. Distén er et mineral som lettere dannes under stress (Barth, 1952), men om det også krever en høyere temperatur er usikkert fordi det også er funnet i pegmatittganger. I glimmerskiferen finner en mineralet vesentlig i kvartsslirene og jeg tror derfor ikke at distén indikerer en høyere metamorfosegrad enn hva de andre mineralassosiasjonene forteller om. Trolig har et aluminiumoverskudd vært årsaken til at mineralet krystalliserte ut i kvartsssekresjonene under foldningene.

Almandin-amfibolittfasies omfatter både epidot-amfibolitt- og amfibolittfasies, og grensen til grønnskiferfasies er satt ved  $An_{10}$  (Turner og Verhoogen, 1960). Konklusjonen på disse betraktninger blir da at bergartene befinner seg i den lavere del av almandin-amfibolittfasies.

## V. Strukturgeologi.

Håfjellsmulden er et forholdsvis regelmessig synklinorium uten vesentlige repetisjoner i lagrekken. (Foslie, 1949). Den kan ved hjelp av en rekke jernmalm- og kvartsitthorisonter følges nordover og inn på kartbladet Salangen. Vestlige partier av det kartlagte området danner en fortsettelse av muldens østlige flanke. Strøk-fall diagrammet, fig. 6, er i samsvar med dette fordi det viser et maksimum for strøk mot nordnordøst og fall mot vest. Fig. 1 viser en slik typisk lagstilling for de vestlige deler av feltet. Jo lenger øst en kommer, jo mere varierer strøk og fall, og mot kartbladgrensen opptrer svevende lagstillinger.

Fig. 6 viser et mindre markert maksimum for nordvestlig strøk (ca. 130°–140°). De foldningsakser en kan måle i felt faller sammen med de to nevnte maksima for strøk-fall observasjonene. Aksene faller lite, fra 10°–30°, vanligvis mot nordnordøst og nordvest, men også i motsatt retning. Det kan ofte iakttas hvorledes disse to foldningsretningene, den ene etter fjellkjedestrøkets hovedretning, den andre etter tverrfoldningsretningen, går gradvis over i hverandre innen små områder. At en har hatt en ca. sørøstlig transportretning i disse områder synes klart ut fra tidligere undersøkelser så vel på norsk som på svensk side av grensen



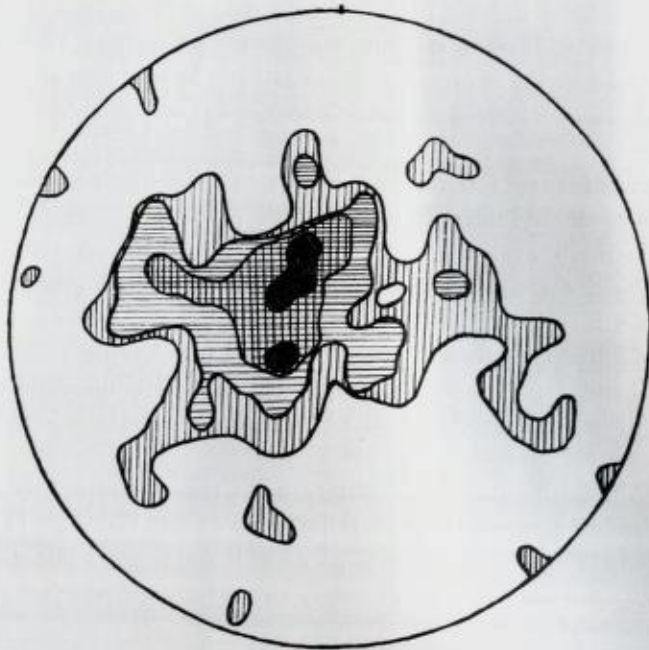


Fig. 6. 100 strøk-fall målinger. Schnidts nett, øvre halvkule.  
Konturer: 3 %, 3-6 %, 6-9 %, 9-12 %.

*Strike and dip observations (100) from the described area.  
Equal area projection, upper hemisphere. Contours: 3 %, 3-6 %, 6-9 %, 9-12 %.*

(Vogt, 1941; Lindström, 1958). M. Lindström mener likevel å kunne påvise flere distinkt adskilte deformasjonsfaser med andre transportretninger enn den sørøstlige i de undersøkte områder i Svensk Lappland.

Forskjellige ujevnheter i grunnfjellsunderlaget, eller fremtregning av eruptiver i en senere fase av fjellkjedefoldningen (Landmark, 1951), kan være årsak til at transportretningen senere er blitt endret. Derved kan foldning etter tverrfoldningsretningen ha funnet sted. Muligens har grunnfjellet senere beveget seg under en yngre fase av foldningene (Vogt, 1941). Derved kan det være blitt dannet «skinner» i grunnfjellsunderlaget som tverrfoldningen har fulgt. I så fall er denne, i følge Vogt og Landmark, yngst.

Det eneste grunnfjellsområdet på feltet, vinduet i Salangsdalen, har ikke gitt noen data til belysning av underlagets betydning for foldningsteknikken i området.

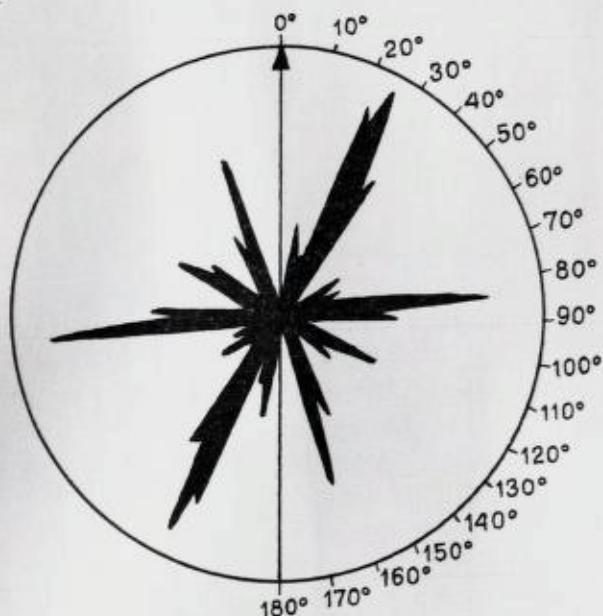


Fig. 7. Sprekkeretninger. Ca. 70 observasjoner, delvis fra flyfoto.

*Joint directions from the described area. Ca. 70 measurements, in part from air photographs.*

### *Sprekker.*

Diaklasosen for sprekker (fig. 7) viser et markert maksimum på ca. 25°, og dette stemmer overens med strøk-fall diagrammets maksima som viser fjellkjedens hovedretning. Sprekkene opptrer tydelig i glimmerskifrene og enkelte kan følges opp til 1 km på snaufjellet. Disse strøksprekkene er trolig tensjonssprekker dannet ved avlastning etter at et stressfelt har opphørt å virke (de Sitter, 1956).

Et sprekkemaksimum på ca. 85° er funnet i gneisene og de granittiske bergarter i Spansdalen. Mens de andre sprekker er loddrette, kan disse opptre med 60°–70° vestlig fall. Dette maksimum, og det mindre markerte på ca. 160° fra målinger i glimmerskifer, ligger symmetrisk om det først nevnte maksimum på ca. 25°. Ramberg (1943) tolker sprekker fra Vestranden som danner ca. 60° med foldingsaksene som tverrsprekker dannet ved horisontalforkastninger. Den av Vogt (1941) omtalte horisontale sirkulære forkastning i Tjeldsundet i Ofoten har trolig sin fortsettelse i Astafjorden som ligger vest for området beskrevet i dette arbeid.

De to mindre markerte maksima for sprekker, som ligger symmetrisk om det markerte maksimum på ca.  $25^\circ$ , kan etter dette tolkes som skjærsprekker for denne nordnordøstlige horisontale forkastning lenger vest.

Til slutt skal nevnes at det ikke er observert sprekker som er foldet i feltet; tensjonssprekkene må derfor være dannet under eller etter fjellkjedefoldningen.

#### *Overskyvninger.*

Et vesentlig spørsmål er om den sørøstlige transportretning også har gitt større overskyvninger i området. Jeg har ikke kunnet påvise et skyveplan nær over grunnfjellet slik som Vogt (1922, 1941) antar for området omkring Ofotfjorden. Under skyveplanet, ved grensen til grunnfjellsvinduene i indre Troms, finnes lavmetamorfe skifre og sandstener. Skifrene over grunnfjellet på kartbladet Salangen er derimot sterkere metamorfosert.

Høyere oppe i lagserien har det foregått horisontale bevegelser. Den delvis dolomittiserte kalkbenk i Trondfjell er helt oppknust sørøst for Trosen hvor en finner kvartsklumper med kobber- og magnetkis spredt omkring i grå kalkmarmor. Det ligger nær å tro at en har for seg samme kalkbenk som i Trondfjell hvor kisen lå i hydrotermalkvarter i benken (side 85). I de øvre partier av Grønfjell, Mikkelsfjell og Perfjell viser den oppknuste hornblendeglimmerskifer at det har foregått horisontalbevegelser i bergartene. Denne skifer og den omtalte kalkmarmorbenk ligger i omtrent samme høyde på hver sin side av Salangsdalen. Konklusjonen på dette blir da at en kan ha hatt en overskyvning av den øvre del av sedimentpakken over den nedre. Sannsynligvis er denne bevegelse av lokal karakter uten forbindelse med den store overskyvning i indre Troms.

### **VI. Bergartenes alder og stratigrafi.**

De omtalte metamorfe sedimentære bergarter blir av samtlige norske geologer betraktet som kambro-siluriske. Det er nå også den alminnelige oppfatning at det underliggende Rombak-vinduets bergarter er prekambriske. Granitten og gabbroen i Salangsdalen holder jeg for å være av samme alder. En nærmere bestemmelse av de enkelte bergarters alder er usikker fordi eventuelle fossiler er utslettet og gode ledehorisonter mangler.

Kobberkisskjerpet ved Solbakken har samme forekomstmåte som

Melkedalen gruve (Foslie, 1946). Denne graven ligger i Melkedalskalken med kisen konsentrert langs gledeslepper i dolomitt. Foslie, (1946) mener benken er blitt dolomittisert før kisdannelsen og glidebevegelsen; dette vil øke sjansen for at et skyveplan kan gå i benken fordi dolomitt reagerer mindre plastisk på stresskrefter enn kalkspatmarmor.

Vogt (1922) jevnfører Rombak- og Narvikgruppen med Rørosgruppen i Trondhjemsfeltet. Hvis dette er riktig, er den undre glimmerskifergruppe på det undersøkte området avsatt i tidsrommet fra midtre til øvre kambrium og den øvre gruppen på overgangen kambrium-ordovicium. Amfibolittskiferen kan da jevnføres med Størens basaltiske lavaer fra undre ordovicium.

Lagmektighetene avtar mot nord i Håfjellsmulden, men på grunn av de sterke foldningene og skyvningene er det ikke mulig å gi noen mektighetsangivelser av verdi for det undersøkte området.

Variierende forhold under sedimentasjonen, som har gitt seg utslag i stadige vekslinger mellom smale kalkmarmorlag og glimmer-skifer, synes å tyde på at en befinner seg i et geosynklinalbekken. Som årsak til de store variasjonene kan en forslagsvis tenke seg at barrierene mellom de enkelte bassenger raskt har forandret seg. En har med andre ord ikke hatt med et «trau» å gjøre, men med et bekket med skiftende topografi.

### Litteratur.

- Barth, T. F. W.*, 1952. *Theoretical Petrology*. New York.
- Foslie, S.*, 1946. Melkedalen grube i Ofoten. N.G.U. 169.
- 1949. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. N.G.U. 174.
- Gustavson, M.* og *A. Grønhaug*, 1960. En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell. N.G.U. 211.
- Landmark, K.*, 1951. Tverrfoldning i den kaledonske fjellkjede. N.G.T. 29.
- Lindström, M.*, 1958. Tectonic Transports in three small Areas in the Caledonides of Swedish Lapland. Lund, nr. 42.
- Pettersen, K.*, 1887-1889. Den nord-norske fjeldbygning. Tromsø Museum X, XI og XII.
- Ramberg, H.*, 1943. En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. N.G.T. 24.
- 1952. *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. Chicago.
- Reynolds*, 1946. The Sequence of Geochemical Changes leading to Granitization. *Quartz. Soc. of London*, 102, p. 389-446.
- Strand, T.*, 1951. The Sel and Vågå Map areas. N.G.U. 178.
- de Sitter, L. U.*, 1956. *Structural Geology*. New York.
- Tröger, W. E.*, 1959. *Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart
- Turner, F. J.* og *J. Verhoogen*, 1960. *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York.

*Vogt, Th.*, 1922. Bidrag til fjellkjeddens stratigrafi og tektonikk. G.F.F. 44.

— 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. N.G.U. 121.

— 1941. Trekk av Narvik-Ofoten-traktens geologi. N.G.T. 21.

— 1950. Geologisk kart Narvik. N.G.U.

*Wahlstrom, E. E.*, 1959. Optical Crystallography. New York.

*Winchell, A. og H. Winchell*, 1951. Elements of Optical Mineralogy. New York.